

**SEISMOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN MIT DATEN DER
GEORG-VON-NEUMAYER STATION, ANTARKTIS,
1982 - 1984**

Alfons Eckstaller

Disbui. München

1988

SEISMOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN MIT DATEN DER
GEORG-VON-NEUMAYER STATION, ANTARKTIS,
1982 - 1984

Alfons Eckstaller

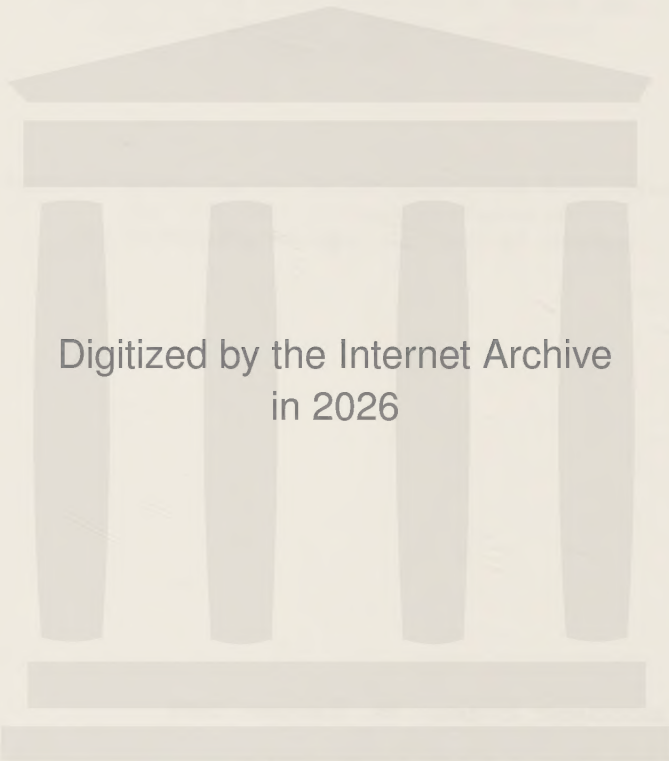
SEISMOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN MIT DATEN DER
GEORG-VON-NEUMAYER STATION, ANTARKTIS,
1982 - 1984

Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von Alfons Eckstaller
Juli, 1988

Tag der mündlichen Prüfung: 30. November 1988

1. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Miller
2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Angenheister
3. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Soffel



Digitized by the Internet Archive
in 2026

INHALTSVERZEICHNIS

KAPITEL I:

EINLEITUNG

1

KAPITEL II:

DAS GEOPHYSIKALISCHE OBSERVATORIUM AN DER GEORG-VON-NEUMAYER STATION

II.1 HAUPTAUFGABEN UND WISSENSCHAFTLICHE ZIELSETZUNGEN	9
II.2 DIE KONZEPTION DES GEOPHYSIKALISCHEN OBSERVATORIUMS	10
II.3 ANMERKUNGEN ZUM OBSERVATORIUMS-BETRIEB IN DER ANTARKTIS	15

KAPITEL III:

LOKALE SEISMIZITÄT: EISBEBEN

III.1 EINFÜHRUNG	17
III.2 DIE ERFASSUNG DER LOKALEN SEISMIZITÄT	
III.2.1 DATENERFASSUNG WÄHREND DES ÜBERWINTERUNGS- JAHRES 1984	20
III.2.2 APPARATIV UND ARRAY-BEDINGTE EINSCHRÄNKUNGEN	23
III.2.3 SEISMOLOGISCHE CHARAKTERISIERUNG DER EREIGNISSE UND SCHELFEIS-SPEZIFISCHE MERKMALE	25
III.3 LOKALISIERUNG DER EREIGNISSE	
III.3.1 DATEN-AUSWAHL	31
III.3.2 LOKALISIERUNGS-VERFAHREN	32
III.3.3 BESTIMMUNG DER AUSBREITUNGS-GESCHWINDIGKEIT: TESTSCHÜSSE UND SCHELFEIS-SPEZIFISCHE BESONDERHEITEN	33
III.3.4 RELOKALISIERUNG DER TESTSCHÜSSE	38
III.3.5 DIE SEISMISCH AKTIVEN GEBIETE	41
III.3.6 LOKALISIERUNGS-FEHLER UND DEREN URSACHEN	44
III.4 MAGNITUDEN-ABSCHÄTZUNG UND MAGNITUDEN-HÄUFIGKEIT	
III.4.1 ANMERKUNGEN ZUR MAGNITUDEN-BESTIMMUNG	53
III.4.2 MAGNITUDEN-ABSCHÄTZUNG	54
III.4.3 MAGNITUDEN-HÄUFIGKEITS BEZIEHUNG	56

III.5.	MÖGLICHE HERDMECHANISMEN -- EINFLUSS DER MEERESGEZEITEN	
III.5.1	EISBEBEN IM BEREICH DER INLET-ZONEN	57
III.5.2	EISBEBEN IM BEREICH DES NORDWESTLICHEN ICE-RISES, ZUSAMMENHANG MIT DEN MEERESGEZEITEN	59
III.5.3	DEHNUNGSBRÜCHE AUFGRUND VON ERMÜDUNGS-ERSCHEINUNGEN?	
	MIKRO-SEISMIZITÄT AM ICE-RISE ALS RESULTAT EINES SUBKRITISCHEN WACHSTUMS VON MIKRO-RISSEN?	71

KAPITEL IV:

DIE ERFASSUNG DER GLOBALEN SEISMIZITÄT AN DER GEORG-VON-NEUMAYER STATION UND STANDORTBEDINGTE BESONDERHEITEN

IV.1	SEISMOGRAMM-AUSWERTUNG	83
IV.2	GEOGRAPHISCHE VERTEILUNG DER REGISTRIERTEN ERDBEBEN	86
IV.3	DETEKTIONS-EIGENSCHAFTEN DES OBSERVATORIUMS	90
IV.4	SCHELFEIS-SPEZIFISCHE PROBLEME UND BESONDERHEITEN	
IV.4.1	BEOBACHTUNG VON S-PHASEN	92
IV.4.2	REVERBERATIONEN	98
IV.4.3	BODENUNRUHE	101

KAPITEL V:

ERDBEBEN INNERHALB DES ANTARKTISCHEN KONTINENTS	106
---	-----

KAPITEL VI:

UNTERSUCHUNG TELESEISMISCHER LAUFZEIT-RESIDUEN

VI.1	ABLEITUNG DER STRUKTUR DES TIEFEREN UNTERGRUNDES UNTER DER ANTARKTIS AUS SEISMOLOGISCHEN UNTERSUCHUNGEN	
VI.1.1	ÜBERBLICK ÜBER BISHERIGE ERGEBNISSE	117
VI.1.2	SEISMOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN MIT DATEN DER GVN-STATION: MÖGLICHKEITEN UND GRENZEN	119
VI.1.3	EINBEZIEHUNG WEITERER ANTARKTIS-STATIONEN	124
VI.2	DIE METHODE DER UNTERSUCHUNG VON LAUFZEIT-RESIDUEN	
VI.2.1	ABSOLUTE RESIDUEN -- DEREN DEFINITION UND BERECHNUNG	127
VI.2.2	URSACHEN ABSOLUTER LAUFZEIT-RESIDUEN UND DEREN FEHLER	131

VI.2.3	RELATIVE RESIDUEN -- DEREN DEFINITION UND FEHLER	134
VI.2.4	ABSCHÄTZUNG DES MAXIMAL MÖGLICHEN ABSTANDES DER REFERENZ-STATION	136
VI.3	DATEN-AUFBEREITUNG	
VI.3.1	EINSCHRÄNKUNGEN BEI DER DATENAUSWAHL	141
VI.3.2	UNTERSUCHUNG UNTERSCHIEDLICHER RESIDUEN-CLUSTER	143
VI.3.3	NOTWENDIGKEIT WEITERER DATEN-REDUKTION	149
VI.4	ZUR AZIMUTALEN RESIDUEN-VARIATION	
VI.4.1	APPROXIMATION DER AZIMUTALEN RESIDUEN-VARIATION MIT $\cos(\phi)$ - UND $\cos(2\phi)$ -FUNKTIONEN	153
VI.4.2	APPROXIMATION NACH DER METHODE DER KLEINSTEN QUADRATE: BERECHNUNG DER REGRESSIONSKURVE, TEST AUF SIGNIFIKANZ	158
VI.5	DIE ERGEBNISSE	
VI.5.1	VORBEMERKUNG	166
VI.5.2	ABSOLUTE RESIDUEN	
VI.5.2.1	DARSTELLUNG DER ERGEBNISSE	167
VI.5.2.2	VERGLEICH MIT ANDEREN ERGEBNISSEN	183
VI.5.3	RELATIVE RESIDUEN	187
VI.6	DISKUSSION UND INTERPRETATION	200
VI.7	AUSBLICK	211

KAPITEL VII:

ZUSAMMENFASSUNG	215
ANHANG	222
LITERATURNACHWEIS	232
DANKSAGUNG	240
LEBENS LAUF	242

KAPITEL I: EINLEITUNG

1895 wurde auf dem Internationalen Geographischen Kongreß in London eine Erklärung verabschiedet, derzufolge die Erforschung der antarktischen Gebiete die größte noch zu lösende Aufgabe für die geographische Wissenschaft darstellt. Diese Erklärung hat auch in heutiger Zeit für die weitere geowissenschaftliche Erkundung der Antarktis nichts an Aktualität verloren. Lediglich die Schwerpunkte haben sich verlagert. Während des sog. "heroischen Zeitalters" der Südpolarforschung gegen Ende des 19. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts, als die anfangs nur sporadisch durchgeführten Entdeckungsreisen von wissenschaftlich orientierten Forschungsreisen abgelöst wurden, stand vor allem die geographische Erkundung der Antarktis und der subantarktischen Regionen im Vordergrund. Innerhalb von nur zwei Jahrzehnten konnten um die Jahrhundertwende die grundlegenden Kenntnisse über Form und Ausmaß des Kontinents sowie dessen physische Natur erarbeitet werden. Seitdem hat sich der Wissensstand über die Antarktis stark vermehrt. Dennoch bleibt die Antarktis aufgrund ihrer Abgeschiedenheit und extremen Umweltbedingungen der Kontinent, über dessen geologisch-tektonischen Aufbau und erdgeschichtliche Vergangenheit im Vergleich zu den anderen Kontinenten nur geringe und teilweise nur bruchstückhafte Erkenntnisse vorliegen. Für die modernen Geowissenschaften bleibt damit die Antarktis-Forschung auch weiterhin eine Aufgabe von zentraler Bedeutung und stellt in vielerlei Hinsicht eine immer neue Herausforderung dar.

Bei der wissenschaftlichen Erkundung der Antarktis während des "heroischen Zeitalters" war der deutschen Forschung ein nicht unwesentlicher Anteil beschieden. Zu dieser Zeit konnte Deutschland durchaus zu dem Kreis der "klassischen" Südpolarforschungsnationen gerechnet werden, auch wenn keine Expeditionen in das Innere des Kontinents durchgeführt wurden und die Arbeitsgebiete auf den marinen und küstennahen Bereich der Antarktis beschränkt blieben. Erwähnt seien hier nur die Expeditionen von Erich von Drygalski, der an die Küste von Wilkes Land (1901-1903), und von Wilhelm Filchner, der in die südliche Weddell See vordrang (1910-1912, Abb 1.1). Doch schon einige Jahrzehnte vorher, während des letzten Drittels des 19. Jahrhunderts, führten deutsche Forschungsreisen in subantarktische Regionen und an den Rand der Antarktischen Halbinsel. Der wichtigste Verdienst der deutschen Wissenschaft zu dieser Zeit liegt jedoch darin, daß von ihr wesentliche Impulse für eine internationale Koordination der Antarktis-

Mit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58, das zugleich neben den Jahren 1882/89 und 1932/33 als drittes Internationales Polarjahr proklamiert wurde, erlebte die Antarktis-Forschung im allgemeinen einen starken, weiteren Aufschwung. Als mittelbare Folge der positiven Erfahrungen durch die ausgeprägte internationale Zusammenarbeit während dieses Jahres muß das Zustandekommen des 1959 abgeschlossenen Antarktis-Vertrages angesehen werden. Dieser Vertrag internationalisiert die Antarktis bis 1991 und soll deren ausschließlich wissenschaftlich orientierte Erforschung gewährleisten. Der Antarktis-Vertrag basiert damit letzten Endes zum Teil auch auf der geistigen Haltung, die Georg von Neumayer so entschieden vertrat und die auch mit zur Initiierung des ersten Internationalen Polarjahres führte.

1978 beschloß die Bundesregierung, dem Antarktis-Vertrag beizutreten und damit die wissenschaftliche Tradition deutscher Polarforschung wieder aufleben zu lassen.

Während der Sommer-Kampagne 1980/81 wurde auf dem Ekström-Schelfeis am Rande der Atka-Bucht bei 70.62° S und 8.37° W die Georg-von-Neumayer Station (GVN-Station) errichtet (Abb. 1.1 und 1.2).

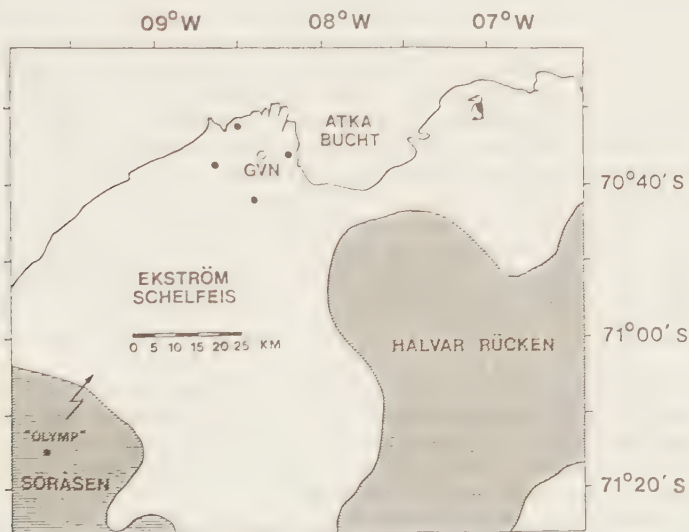


Abb. 1.2: die Lage der GVN-Station auf dem Ekström-Schelfeis nahe der westlichen Begrenzung der Atka-Bucht;
schwarze Punkte: seismologische Außenstationen des Jahres 1987

Die ganzjährig besetzte Überwinterungs-Station bildet einen wichtigen Stützpfeiler für die neu intensivierte Antarktis-Forschung. Das Forschungs-Programm an der GVN-Station ist in drei Schwerpunkte gegliedert:

- die Erfassung meteorologischer Parameter zur Erforschung des antarktischen Wetter- und Klimageschehens.
- luftchemische Spurenstoff-Analysen zur Bestimmung von großräumigen Zirkulations- und Austauschprozessen und Beobachtung anthropogen verursachter atmosphärischen Umweltbelastungen.
- die Erfassung verschiedener geophysikalischer Parameter (Seismizität, Variationen des Erdmagnetfeldes, Gezeiten-Vertikalbewegungen des Ekström-Schelfeises) als Beitrag zur Klärung unterschiedlicher geophysikalischer und geodynamischer Fragestellungen.

Die Konzeption dieser Forschungs-Schwerpunkte erfordert einen langfristigen Observatoriums-Betrieb, insbesondere was die geophysikalischen Beobachtungen betrifft. Der Aufbau des geophysikalischen Observatoriums erfolgte während der Sommer-Kampagne 1981/82, während der die erste Ausbaustufe installiert wurde. Der erste routinemäßige Observatoriums-Betrieb konnte schon bald nach der Aufbauphase durchgeführt werden. In der darauffolgenden Sommer-Saison 1982/83 konnte die zweite Ausbaustufe fertiggestellt werden. Seit dieser Zeit erfolgt ein permanenter Observatoriums-Betrieb, der dem langfristig angesetzten Forschungs-Programm in einem weiten Bereich gerecht wird.

In der vorliegenden Arbeit werden unterschiedliche seismologische Untersuchungen behandelt, die mit dem während der ersten drei Betriebsjahre des Observatoriums gewonnenen Datenmaterial möglich sind.

Vorbemerkend sei auf ein Grundproblem dieser Arbeit hingewiesen. Der Umfang des für spezielle seismologische Fragestellungen geeigneten Datenmaterials ist aufgrund des auf die ersten drei Jahre beschränkten Auswertzeitraumes relativ begrenzt. Insbesondere ist dabei zu berücksichtigen, daß bisher noch keine Erfahrungen über die generelle Qualität der erhaltenen Daten vorlagen, bzw. die gewonnenen Daten erst im Rahmen dieser Arbeit auf ihre Eignung für spezielle geophysikalische Fragestellungen hin untersucht wurden. So sind manche Ergebnisse in einigen Punkten nur als "vorläufige" Ergebnisse anzusehen. Sie bilden jedoch eine Ausgangsbasis für weitere

wissenschaftliche Fragestellungen und eventuell auch für die Anwendung anderer Beobachtungs- und Auswertemethoden, die den jeweiligen Problemstellungen besser angepaßt sind.

In Kapitel II wird ein Überblick gegeben über die Konzeption des geophysikalischen Observatoriums und die damit verbundenen gegenwärtigen wissenschaftlichen Fragestellungen. Vorgestellt werden die bauliche Realisierung, die Instrumentierung und die Datenerfassung.

In Kapitel III wird über die lokale Seismizität (Eisbeben) auf dem Ekström-Schelfeis berichtet. Dies stellt einen der Schwerpunkte dieser Arbeit dar. Es wird zunächst ein kurzer Überblick gegeben über das Meßgebiet, die Geometrie und Ausdehnung des lokalen seismischen Netzwerks und damit verbundene Einschränkungen bei der Erfassung der lokalen Seismizität.

Da sich die seismischen Wellen zu den jeweiligen Meß-Stationen hin fast ausschließlich innerhalb einer relativ dünnen Schelfeis-Platte ausbreiten, wird in den weiteren Abschnitten untersucht, welchen Einfluß dies auf die seismologische Charakterisierung der registrierten Eisbeben (Frequenzgehalt, Art der Wellenausbreitung) und die Ausbreitungs-Geschwindigkeit ausübt. Die Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit aus mehreren Testschüssen soll zeigen, daß die nur aufgrund der Ereignis-Charakterisierung gezogenen Schlüsse prinzipiell bestätigt werden. Insbesondere soll die Relokalisierung der Testschüsse eine Vorstellung über die erreichbare Lokalisierungs-Genauigkeit geben. In den weiteren Abschnitten werden die seismisch besonders aktiven Gebiete dargestellt sowie die starke Streuung der lokalisierten Eisbeben aufgrund unterschiedlicher Fehler-Einflüsse diskutiert. Abschließend werden die möglichen Herdmechanismen der Eisbeben diskutiert, wobei besonderes Augenmerk auf die Korrelation der Beben-tätigkeit mit den Meereszeiten gerichtet wird. Insbesondere soll dabei untersucht werden, welche Aussagen dabei über die Bruch-Mechanismen von Eis abgeleitet werden können.

In Kapitel IV soll gezeigt werden, welchen Beitrag das Observatorium der GVN-Station zum internationalen Netz seismologischer Beobachtungs-Stationen zu leisten vermag. Neben dem Detektions-Vermögen des Observatoriums wird hier auch auf schelfeis-spezifische Besonderheiten eingegangen, die zum einen die Qualität der seismischen Registrierungen stark beeinträchtigen können, andererseits aber auch andere Fragestellungen eröffnen.

Kapitel V schließt insofern an Kapitel IV an, da dort gezeigt wird, welchen wichtigen Beitrag das GVN-Observatorium für die

Erfassung der intra-kontinentalen Seismizität innerhalb der Antarktis leisten kann. Unter den durchsuchten Registrierungen fanden sich auch einige Seismogramme von Erdbeben deren Epizentren inmitten des als aseismisch geltenden antarktischen Kontinents lagen. Es soll versucht werden, aus späteren Einsätzen eventuelle Aussagen über die Tiefenlage dieser Bebenherde abzuleiten.

In Kapitel VI wird ein weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit dargestellt. Es wird die "klassische" Methode der Untersuchung teleseismischer Laufzeit-Residuen behandelt. Durch die Analyse der azimutalen Variation von Laufzeit-Residuen können wichtige Hinweise auf die Struktur des tieferen Untergrundes gewonnen werden. Dies ist insbesondere deshalb von Interesse, da sich die GVN-Station nahe des antarktischen Kontinental-Randes im Übergangsbereich zwischen antarktischem Schild und dem Tiefsee-Becken der Weddell-See befindet. Durch Einbeziehung weiterer küstennaher, der GVN-Station "benachbarter" Antarktis-Stationen (SANAE, NOVO LAZAREVSKAYA und SYOWA) soll untersucht werden, welche Aussagen sich über die Struktur des oberen Erdmantels im Bereich dieser Übergangszone ableiten lassen. Vergleichend dazu wird auch die Residuen-Variation an der Station AMUNDSEN-SCOTT am Südpol untersucht, der einzigen seismologischen Beobachtungs-Station im Inneren des Kontinents.

In einem ersten Abschnitt werden einleitend die bisherigen Ergebnisse seismologischer Untersuchungen in der Antarktis dargestellt. Ferner wird in diesem Abschnitt kurz diskutiert, welche prinzipielle Probleme sich aus der speziellen Lage der GVN-Station für andere seismologische Methoden ergeben (Dispersions-Analyse, Krusten-Übertragungs-Funktion, precursors). Der nächste Abschnitt gibt einen Überblick über die Berechnung absoluter und relativer Laufzeit-Residuen, deren unterschiedliche Ursachen und Fehler. Für die Berechnung relativer Residuen wurde als Referenz-Station die Station AMUNDSEN-SCOTT am Südpol gewählt, die von den küstennahen Stationen mehr als 2000 km entfernt ist. Deshalb soll in diesem Abschnitt auch abgeschätzt werden, welche Winkel-Divergenzen im Herdgebiet (bei strahlengeometrischer Betrachtungsweise der Wellenausbreitung) bei diesem ungewöhnlich großen Abstand Station - Referenz-Station anzunehmen sind und welche Einflüsse daraus auf relative Laufzeit-Residuen insbesondere deren Fehler, resultieren können.

Es wird weiter dargestellt, welche Einschränkungen bei der Datenauswahl für die spätere azimutale Approximation der Residuen vorgenommen werden mußten. Die spezielle geographische Lage und Orientierung der Hauptbeben-Gebiete (Fidschi-Tonga-

Kermadec Region, Neue Hebriden und Anden-Gürtel), deren Beben an allen Stationen den größten Teil der registrierten Ereignisse ausmachen, bewirkt eine extrem ungleichmäßige azimutale Verteilung der Residuen. Die Untersuchung der so erhaltenen Residuen-Cluster, die auf eng begrenzte Azimut-Intervalle beschränkt sind, soll zeigen, wie sich die spezielle Geschwindigkeits-Tiefenfunktion in Subduktions-Zonen in den Laufzeit-Residuen auswirken kann. Des weiteren soll in diesem Abschnitt gezeigt werden, wie dieser Einfluß bei der weiteren Auswertung und Interpretation der Residuen durch geeignete Datenauswahl weitgehend reduziert werden kann.

Der nächste Abschnitt behandelt allgemein die an vielen Stationen häufig beobachtete funktionale azimutale Abhängigkeit der Residuen (Variation eines Residuen-Trends mit $\cos(\Phi)$ und $\cos(2\Phi)$, Φ = Azimut). Einführend wird dargestellt, welche Strukturen des tieferen Untergrundes solch eine funktionale Abhängigkeit der Residuen vom Azimut verursachen können. Im Hauptteil dieses Abschnittes wird gezeigt, wie die azimutale Variation der Residuen durch $\cos(\Phi)$ und $\cos(2\Phi)$ Terme nach der Methode der kleinsten Quadrate approximiert wird. Insbesondere wird darauf eingegangen, wie die einzelnen Terme auf deren statistische Sicherheit hin überprüft werden können und innerhalb welcher Konfidenz-Intervalle die "wahre" funktionale Residuen-Abhängigkeit variieren kann. Im nächsten Teil dieses Kapitels werden die Ergebnisse der Residuen-Approximation an den einzelnen Stationen detailliert dargestellt. Dabei wird auch gezeigt, daß auch ohne Daten-Reduktion, bzw. Auflösung der Residuen-Cluster durch Mittelung der Residuen innerhalb von 20° Azimut-Intervallen, konsistente Resultate zu erzielen sind. Durch getrennte Residuen-Approximationen für verschiedene Auftauchwinkel-Bereiche soll untersucht werden, ob einzelne azimutale Terme signifikant auf Residuen innerhalb dieser Emergenzwinkel-Intervalle zurückzuführen sind. Dies sollte es ermöglichen, zusätzliche Information über die Tiefenerstreckung einer eventuellen Geschwindigkeits-Anomalie zu gewinnen.

Im letzten Abschnitt wird versucht, die Ergebnisse zu interpretieren. Die Resultate der Residuen-Analyse sollen dabei mit bisherigen Erkenntnissen aus anderen geophysikalischen Untersuchungen und bekannten großräumigen tektonischen Struktur-Elementen in Verbindung gebracht und auf einen möglichen Zusammenhang hin überprüft werden.

KAPITEL II: DAS GEOPHYSIKALISCHE OBSERVATORIUM AN DER GEORG-VON-NEUMAYER STATION

II.1 HAUPTAUFGABEN UND WISSENSCHAFTLICHE ZIELSETZUNGEN

Die primäre und traditionelle Aufgabe eines jeden Observatoriums liegt zunächst in der Beobachtung verschiedener natürlicher Erscheinungen (z.B. Sonnenflecken-Aktivität, zeitliche Variation des Erdmagnetfeldes, seismische Aktivität, Wetter- und Klima-Beobachtungen, ...) und der Langzeit-Erfassung der damit verbundenen physikalischen Größen. "Klassische" Observatorien können dabei auf Beobachtungs-Reihen über viele Jahrzehnte bis über 100 Jahre hinweg zurückblicken. Das dabei anfallende Beobachtungsmaterial kann dann zu späteren Zeitpunkten für gezielte wissenschaftliche Problemstellungen oder allgemeine analytisch-statistische Untersuchungen herangezogen werden. Da die Lebensdauer der meisten Antarktis-Stationen i.a. relativ begrenzt ist, können Beobachtungs-Stationen in der Antarktis nicht in diesem eigentlichen, "klassischen" Sinne als Observatorien bezeichnet werden. Sie sind besser als temporäre Forschungs-Observatorien zu definieren, die wechselnde, zeitlich begrenzte Beobachtungs-Programme zu erfüllen haben. Aus diesem Grund muß die Konzeption antarktischer Observatorien, d.h. das wissenschaftliche Programm, die dazu geeignete Instrumentierung sowie auch die Standortwahl bereits bei der Planung auf bestimmte Forschungsziele hin ausgerichtet sein. Nur so kann innerhalb eines begrenzten Zeitraumes eine für wissenschaftliche Untersuchungen relevante Datenbasis erhalten werden.

Das grundsätzliche Konzept des geophysikalischen Observatoriums an der GVN-Station wurde von der Arbeitsgruppe Beblo*-Miller**-Zürn*** entworfen. Dieses Grund-Konzept soll während der gesamten Operationsdauer der GVN-Station beibehalten werden. Sowohl bei der baulichen Realisierung des Observatoriums als auch bei der Planung der zentralen Datenerfassung und Datenspeicherung wurde jedoch Wert darauf gelegt, daß noch weitere Forschungsziele in das Observatoriums-Programm mit einbezogen werden können. Die gegenwärtigen Hauptaufgaben des Observatoriums und die damit verbundenen Forschungsziele sollen im folgenden kurz dargestellt werden.

- * - Dr. M. Beblo: Observatorium Fürstenfeldbruck
- ** - Dr. H. Miller: Universität München, jetzt AWI-Bremerhaven
- *** - Dr. W. Zürn: Observatorium Schiltach

-- ERDMAGNETISCHE BEOBACHTUNGEN --

Messungen des Erdmagnetfeldes gehören seit Beginn der wissenschaftlichen Erforschung der Antarktis zu den "klassischen" geophysikalischen Untersuchungen in der Antarktis. Neben diesem rein "traditionellen" Aspekt lassen sich mit der Permanent-Registrierung der zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes (die Feldkomponenten EW-NS-Z sowie die Totalintensität F des Erdmagnetfeldes) folgende Forschungsziele verbinden:

1. Untersuchung der höherfrequenten Anteile der zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes (Pulsationen) im Periodenbereich von 1 sec bis 100 sec, deren Zusammenhang mit extern verursachten Störungen des Erdmagnetfeldes und der Lage des Polarlichtovals.
2. Untersuchung der tagesperiodischen SQ-Variationen (Solar Quiet) des Erdmagnetfeldes und deren Abhängigkeit von der Jahreszeit.
3. Berechnung von Modellen der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit in Erdkruste und oberem Erdmantel mit der Methode der erdmagnetischen Tiefensondierung.
4. Bereitstellen von Referenzwerten für aeromagnetische Regionalvermessungen zur Erfassung von Anomalien des Erdmagnetfeldes in weiterer Umgebung der GVN-Station (kontinentales Hinterland und der vorgelagerte seeseitige Bereich).

-- SEISMOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN --

Das Netz seismologischer Beobachtungs-Stationen auf der Südhalbkugel ist relativ weitmaschig, vor allem in der Antarktis, wo nur einige wenige seismische Beobachtungs-Stationen in Betrieb sind. Allein aus diesem Grund kann die permanente Erfassung der globalen Seismizität an der GVN-Station einen wichtigen Beitrag zum weltweiten Netz seismologischer Stationen leisten, vor allem bei Erdbeben in der südlichen Hemisphäre. Als wichtigste Forschungsziele, die mit den permanenten seismischen Registrierungen verfolgt werden sollen, sind zu nennen:

1. Beobachtung der lokalen seismischen Aktivität in Umgebung der GVN-Station:
Die Erfassung lokaler tektonischer Erdbeben ermöglicht Aus-

sagen über eine eventuelle rezente tektonische Aktivität. Die Untersuchung von Eisbeben und deren Herdmechanismen kann weitere Informationen liefern, die dazu beitragen können, Dynamik und Kinematik der Fließbewegung des Ekström-Schelfeises sowie das Bruchverhalten von Eis besser zu verstehen (siehe Kapitel III).

2. Untersuchung teleseismischer Laufzeit-Residuen und deren Zusammenhang mit Strukturen des tieferen Untergrundes unter der GVN-Station (siehe Kapitel VI).
3. Bestimmung der Scheingeschwindigkeiten bei regionalen Erdbeben im Bereich des südwestlichen Atlantiks und deren Invertierung in ein Modell der Geschwindigkeits-Tiefenverteilung längs der mittleren Laufwege.

-- GEZEITENBEDINGTE VERTIKALBEWEGUNGEN DES SCHELFEISES--

1. Untersuchung der Kinematik des Ekström-Schelfeises in Bezug auf die Meeresgezeiten als anregender Mechanismus.
2. Untersuchung eventueller langperiodischer Vertikalbewegungen, deren Ursachen nicht mit den ozeanischen Gezeiten in Verbindung zu bringen sind.
3. Klärung des Zusammenhangs zwischen den gezeitenbedingten Vertikalbewegungen des Ekström-Schelfeises und der lokalen glazialen Seismizität (siehe Kapitel III).

II.2 DIE KONZEPTION DES GEOPHYSIKALISCHEN OBSERVATORIUMS

-- BAULICHE KONZEPTION --

Um stationsbedingte Störungen bei der Datenerfassung weitestgehend zu vermeiden (erhöhte Bodenunruhe durch Dieselmotor und Kettenfahrzeuge im unmittelbaren Stationsbereich, Störung des Erdmagnetfeldes durch die Stahlröhren-Konstruktion der Station), wurde das Observatorium ca 1 km südlich der Station errichtet. Es ist aufgeteilt in zwei 100 Meter auseinander liegende Teil-Observatorien, das sog. "Seismik-Observatorium" und das sog. "Magnetik-Observatorium" (Abb. 2.1). Die Meßgeräte und ein Großteil der Datenerfassungs-Elektronik sind in

speziellen Labor-Containern installiert, die in 6 Meter tief ausgefrästen Eisbunkern untergebracht sind (Abb. 2.2). Die Eisbunker sind durch ein flaches Holzdachdach abgedeckt. Die statische Dimensionierung der Dachkonstruktion ist so ausgelegt, daß die Überdachung Schneeeauflasten von mehreren Metern noch standhält. Der Zugang zu den Observatorien erfolgt durch vertikale Einstiegsschächte.

Die Installation der Labor-Container tief unterhalb der Schneeoberfläche erwies sich aus mehreren Gründen als notwendig. Zum einen bietet der anfänglich große Abstand zwischen Containerdach und Dachunterseite genügend Spielraum, so daß eine stark unterschiedliche Setzungs-Geschwindigkeit zwischen Dach- und Containerfundament auf lange Zeit hin kompensiert werden kann. Des weiteren ist bei hohen Windgeschwindigkeiten die Bodenunruhe in den Eisbunkern deutlich geringer als unmittelbar unter der Schneeoberfläche. Dies bedeutet für die seismischen Registrierungen eine nicht unerhebliche Qualitätsverbesserung. Als ebenso vorteilhaft erwies sich im Laufe der Zeit, daß nach Ansammlung einer ausreichenden Schneeeauflage über der Dachkonstruktion starke Schwankungen der Außentemperatur nur mehr sehr gedämpft in das Innere der Eisbunker vordringen. Damit erübrigt sich eine aufwendige Temperatur-Regelung und die relativ konstanten Temperaturverhältnisse innerhalb der Labor-Container wirkt sich positiv auf das thermische Langzeit-Verhalten der Meß- und Registrierelektronik aus (Offset der Analog-Schreiber und vor allem Gravimeter-drift).

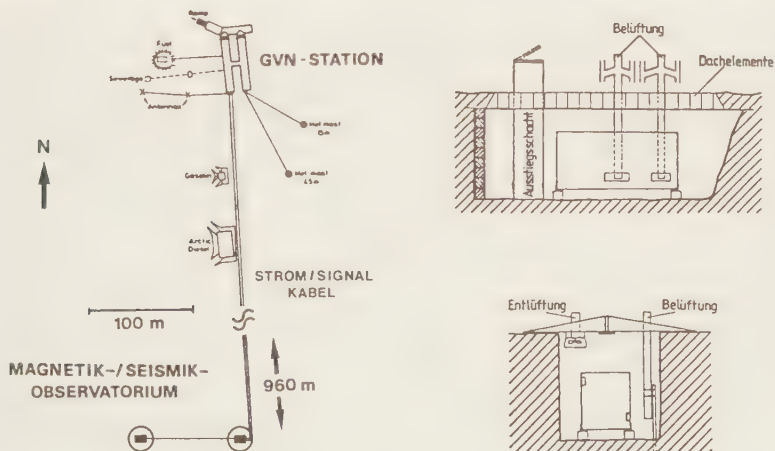


Abb. 2.1: Lageplan der geophysikalischen Observatorien und Skizze der baulichen Konzeption

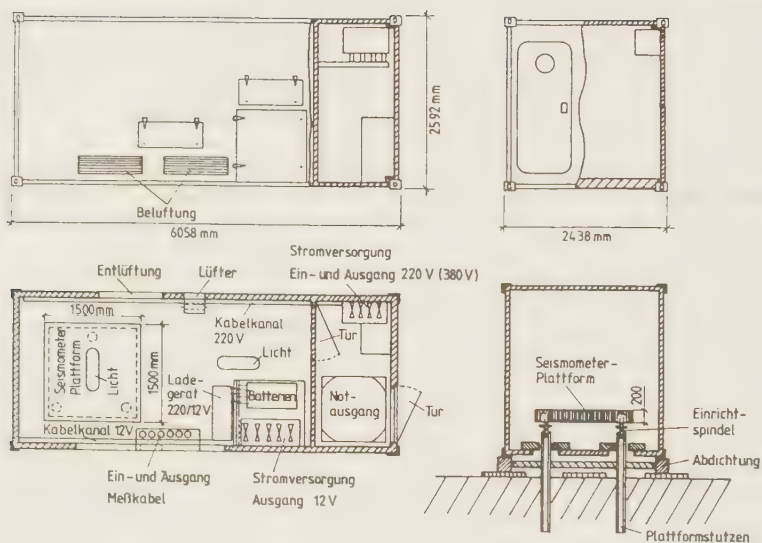


Abb. 2.2: Skizze des 20'- Laborcontainers im Seismik-Observatorium

-- ENERGIEVERSORGUNG --

Das Seismik-Observatorium stellt den zentralen Teil des geophysikalischen Observatoriums dar. Es beherbergt den größten Teil der Registrierelektronik und dient auch als Energieverteiler zwischen der GVN-Station und dem Magnetik-Observatorium. Die Energieversorgung erfolgt über ein im Schnee verlegtes Stromkabel. Um den durch Leitungsverluste verursachten Spannungsabfall zu kompensieren, wird in der GVN-Station die 220 V Netzspannung vor Einspeisung in das Verbindungskabel auf 250 V transformiert. Ein Großteil der Meßgeräte und Registrierelektronik ist auf eine Versorgungsspannung von 12 V ausgelegt und wird aus einer Pufferbatterie-Einheit mit einer Gesamtkapazität von 400 Ah gespeist. Ein 12 V Laderegler hält die Pufferbatterie ständig geladen. Die Einrichtungen, die nur mit Netzspannung betrieben werden können (Rechner, Gravimeter-Netzteil), werden über einen DC/AC-Wechselrichter versorgt, der ebenfalls über die Pufferbatterie von der eigentlichen Stromversorgung abgekoppelt ist. Durch diese Pufferung der Stromversorgung aller Geräte kann bei Ausfall des Stationsgenerators der Observatoriums-Betrieb unterbrechungsfrei für mehrere Stunden aufrecht erhalten werden.

-- INSTRUMENTIERUNG --

Innerhalb des Seismik-Observatoriums wurde eine massive, verleimte Stäbchenplatte installiert, die als Meßplattform für das Gezeiten-Gravimeter und die Seismometer vorgesehen war. Die Platte ist unabhängig vom Container fundamentiert und lagert auf drei massiven, tief in das Eis eingefrorenen Holzsäulen (Abb. 2.2). Somit sollte eine optimale Ankopplung der Seismometer an das Schelfeis gewährleistet werden. Die unerwartet hohe Anregung von horizontalen Platten-Eigenschwingungen (ca 10 Hz) bei stärkeren, höherfrequenten lokalen und regionalen Beben machte es notwendig, die Seismometer direkt in einem kleinen Eisbunker außerhalb des Seismik-Containers zu installieren. An Meßgeräten sind im Seismik-Observatorium installiert:

-- 3 GEOTECH S13 Seismeter (NS, EW und Z Komponente)

Eigenperiode:	1.5 sec
Dämpfung:	0.62 kritischer Dämpfung
Generatorkonstante:	400 Vs/m

-- 1 ASKANIA GS15 Gezeiten-Gravimeter

-- verschiedene Temperaturfühler (PT-100) und ein Barometer, um eine durch schwankende Umgebungsbedingungen verursachte Gravimeterdrift zu erfassen.

Das Magnetik-Observatorium enthält nur die Sensoren für das Erdmagnetfeld. Die entsprechende Datenerfassung erfolgt zentral im Seismik-Observatorium. Die auf unmagnetischen Werkstoffen basierende Container-Konstruktion sowie die räumliche Abtrennung vom Seismik-Observatorium gewährleisten unbeeinflusste Messungen. Als Sensoren für die drei Feldkomponenten NS, EW und Z werden Saturationskern-Sonden (Förster-Sonden) verwendet, die zu einem einzigen 3-Achs-Sensor zusammengefaßt sind. Der integrierte 3-Achs-Sensor ist kardanisches aufgehängt und wird durch ein Ölbad gedämpft. Die Ausrichtung des Sensors nach geographisch Nord kann optisch mit einem Theodoliten kontrolliert werden, dessen Bezug zur Nordrichtung mit einem Kreisel-Kompass (WILD GK2) bestimmt wird. Auf diesem (unmagnetischen) Theodoliten ist parallel zur Fernrohrachse ein Einachs-Sensor montiert, mit dem in regelmäßigen Abständen die zur Absolutwert-Bestimmung der Magnetfeld-Komponenten benötigten Deklinations- und Inklinationswerte ermittelt werden. Die Totalintensität F des Erdmagnetfeldes wird mit einem Protonen-Magnetometer (ELSEC) gemessen.

-- DATENERFASSUNG --

Die Erfassung der in den beiden Teil-Observatorien anfallenden Daten, bzw. deren Aufbereitung für eine weitere Bearbeitung erfolgt zentral im Seismik-Observatorium. Bedingt durch die lange Isolierung der Station und die damit verbundenen begrenzten Service-Möglichkeiten erfordert die Aufzeichnung der Daten ein hohes Maß an Redundanz. Analog zur gepufferten Energie-Versorgung ist eine Mehrfach-Erfassung der anfallenden Daten eine notwendige Voraussetzung, um bei Ausfall einer Registrier-Einheit einen kontinuierlichen Observatoriums-Betrieb aufrecht zu erhalten. Deshalb werden alle gemessenen Größen sowohl in digitaler als auch in analoger Form aufgezeichnet.

Für die Analog-Aufzeichnung der drei Magnetfeld-Komponenten und des Gravimeter-Signals stehen zwei 4-Kanal Kompensations-Schreiber zur Verfügung. Dies ermöglicht eine analoge Registrierung der Magnetfeld-Variationen mit unterschiedlicher Auflösung. Die Analog-Aufzeichnung der Seismometer-Signale erfolgt in der GVN-Station. Im Observatorium werden die Seismometer-Signale nur verstärkt und frequenzmoduliert zur Station übertragen. Die Aufzeichnung erfolgt auf einem in der Seismologie üblichen Endlosrollen-Schreiber.

Die digitale Erfassung der Magnetik- und Gravimeter-Daten erfolgt mit einem im Seismik-Observatorium installierten LSI-11/23 Rechner. Dieser Rechner ist über eine schnelle Rechnerkopplung mit dem PDP-11/73 Rechner im Geophysik-Labor der GVN-Station verbunden. Die im Observatorium anfallenden Daten werden damit über diese Rechnerkopplung zentral in der GVN-Station erfaßt, auf Magnetband abgespeichert und stehen somit auch gleichzeitig weiterer Auswertung vor Ort zur Verfügung. Das Redundanz-Prinzip wurde auch der digitalen Datenerfassung zugrunde gelegt. Um Datenverluste durch mögliche Ausfälle des Stations-Rechners zu vermeiden, werden die digitalen Daten parallel dazu im Seismik-Observatorium auf Disketten abgespeichert. Durch die geringere Speicherkapazität der Disketten werden die Daten hier allerdings in nur einminütigem Abstand abgespeichert, wohingegen die Speichermedien (Festplatte und Bandgeräte) in der GVN-Station wesentlich höhere Abtastraten ermöglichen. Dadurch können z.B. zu Zeiten erhöhter erdmagnetischer Aktivität sich zeitlich schnell ändernde Variationen des Erdmagnetfeldes sehr gut aufgelöst werden (Abtastrate i.a. 10 Hz).

-- LOKALES SEISMISCHES NETZ --

Für Untersuchungen der lokalen Seismizität und als Ergänzung zur permanenten seismischen Beobachtung im Observatorium wurde in Umgebung der GVN-Station ein lokales Netz seismischer Außenstationen aufgebaut. Ausdehnung, Konfiguration und Instrumentierung des lokalen Arrays wurden in den nach dem Erstaufbau folgenden Jahren aufgrund wachsender Kenntnis über die lokale Seismizität und damit verbundenen wechselnden Fragestellungen sukzessive verändert. Es soll daher hier nicht weiter darauf eingegangen werden (siehe Kapitel III). Die Außenstationen sind i.a. nur mit Vertikal-Seismometern ausgerüstet. Die Daten der mehrere Kilometer entfernten Array-Stationen werden frequenzmoduliert über Telemetrie zur GVN-Station übertragen. Die Aufzeichnung der Daten erfolgt ereignisgetriggert in digitaler Form auf einer 8-Kanal PCM-Apparatur. Bei genügender Batterie-Kapazität ist es meist immer möglich, das PCM-Array auch während des Polarwinters, von einigen Stations-Ausfällen abgesehen, in Betrieb zu halten.

II.3 ANMERKUNGEN ZUM OBSERVATORIUMS-BETRIEB IN DER ANTARKTIS

Die gesamte Konzeption des Observatoriums, sowohl die bauliche als auch die instrumentelle Realisierung, hat sich bisher sehr gut bewährt. Trotzdem sei hier erwähnt, daß auch bei sorgfältigster Planung einige Jahre an gesammelter Erfahrung notwendig sind, bis ein routinemäßiger Observatoriums-Betrieb erreicht ist, bei dem Daten gleichbleibend hoher Qualität erhalten werden können. Als Beispiel sei die in den Sommermonaten unerwartet hohe Bodenbewegung des Schelfeises angeführt, die durch die Meeresdünung verursacht wird. Diese ließ es anfangs unmöglich erscheinen, während des Südsommers überhaupt "brauchbare" seismische Registrierungen zu erhalten oder gar die gezeitenbedingten Schwereänderungen zu erfassen. Erst durch den Bau geeigneter Hochpaß-Filter, bzw. durch die Entwicklung eines geeigneten Rückkopplungs-Systems für das Gezeiten-Gravimeter konnten diese zunächst nicht so groß erwarteten Probleme bewältigt werden. Des weiteren sind die Geräte unter antarktischen Bedingungen natürlich härteren Bedingungen ausgesetzt als in anderen Regionen. Dies bedingt zwangsweise eine größere Störanfälligkeit. Erwähnt seien z.B. nur die starken elektrostatischen Entladungen im Labor, bedingt durch die sehr geringe Luftfeuchte, die elektronische Baugruppen zerstören

können, die Temperatur-Abhängigkeit der Sendeleistung der Telemetrie-Stationen oder zwangsläufig stärkere Beanspruchung von Geräten beim Transport auf dem Schelfeis. Deshalb ist neben einer durchdachten Konzeption auch eine längere Anlaufphase notwendig, während der mit Hilfe der angesammelten Erfahrungen die vielen kleineren und größeren Schwierigkeiten bewältigt werden können. Es mag in gewisser Hinsicht trivial erscheinen, unter antarktischen Bedingungen ist dies jedoch ein wesentlicher Gesichtspunkt für einen geregelten Observatoriums-Betrieb.

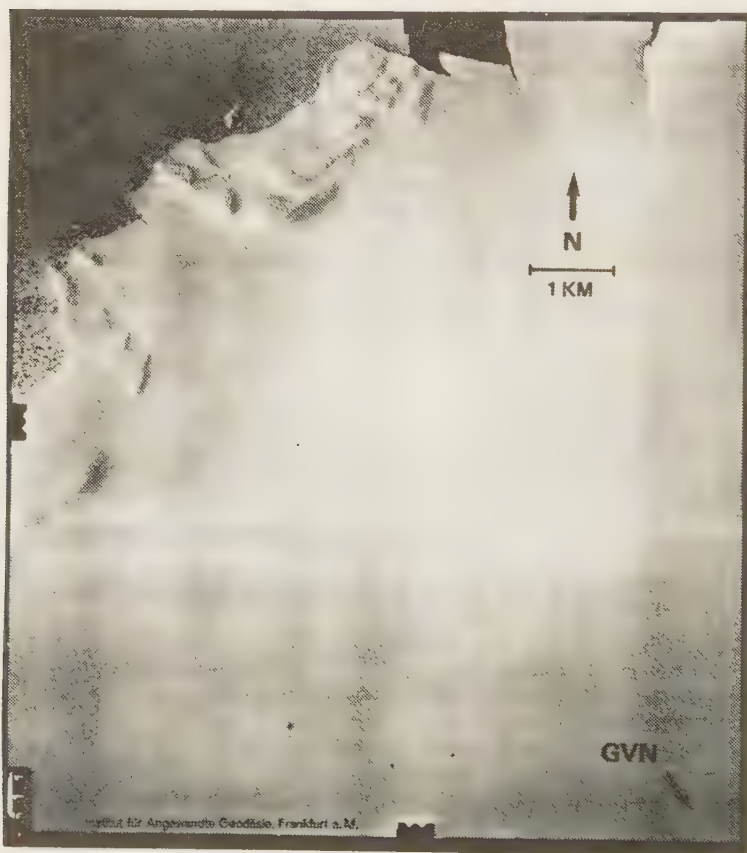


Abb. 3.1: Luftbild des nordwestlichen Teils des Ekström-Schelfeises (die GVN-Station befindet sich etwa 1 km außerhalb der rechten, unteren Bildecke, Aufnahme: Inst. für angew. Geodäsie, Frankfurt)

KAPITEL III: LOKALE SEISMIZITÄT: EISBEBEN

III.1 EINFÜHRUNG

Im Bereich der nördlichen Schelfeis-Kante, ca. 10 km nordwestlich der GVN-Station und am südwestlichen Ende der Atka-Bucht, ebenfalls ca. 10 km entfernt, ist das Ekström-Schelfeis keine frei schwimmende Eisplatte mehr, sondern liegt stellenweise auf untermeerischen Rücken auf. Die Topographie des Untergrundes kommt in abgeschwächter Form in der Topographie der Schelfeis-Oberfläche zum Ausdruck, so daß diese Auflage-Stellen als meist langgestreckte, teilweise parallel verlaufende Erhebungen, sog. Ice-Rises, zu erkennen sind (Abb. 3.1). Die mittlere Höhe dieser Erhebungen gegenüber dem normalen Niveau der Schelfeis-Oberfläche beträgt am nordwestlichen Ice-Rise ca. 30 Meter, am südöstlichen Ice-Rise ist sie mit ca. 10 Metern deutlich geringer.

Dynamik und Kinematik der horizontalen und vertikalen Bewegungen des Schelfeises unterscheiden sich an diesen Ice-Rises ganz wesentlich von den Gebieten, in denen die Eisplatte als völlig freischwimmend anzusehen ist.

Die ansonst ziemlich gleichförmige Bewegung des Schelfeises wird durch die untermeerischen Rücken stark gestört. Als Folge davon ist in diesen Gebieten eine stark erhöhte, lokale seismische Aktivität zu beobachten. Dabei zeigte sich, daß die in Umgebung der GVN-Station zu beobachtende Mikro-Seismizität im wesentlichen auf den nördlichen und nordwestlichen Teil des Ekström-Schelfeises beschränkt ist.

Am nordwestlichen Ice-Rise wird die Fließbewegung des Schelfeises nach Norden mit einer mittleren Fließgeschwindigkeit von ca. 150 - 160 Meter pro Jahr durch die südwest-nordost streichende Ice-Rise Barriere auf nur mehr 30 - 40 Meter pro Jahr abgebremst (KOBARG, 1986). Dies muß in einer Deformation des Eises und in Spannungen, sowohl im Eis selbst, als auch an der Grenzfläche Eis-Fels resultieren. Überschreiten die Spannungen die Scher- oder Zugfestigkeit des Eises, werden Bruchvorgänge innerhalb dieser Spannungs-Zonen die Folge sein. Die ausgeprägten Spalten-Zonen, die diese Ice-Rise Gebiete außerdem auszeichnen, sind ein Indiz dafür.

Da zudem die Bewegung des Eises über den festen Untergrund bei einer Geschwindigkeit von ca. 4 mm pro Stunde vermutlich nicht als gleitend, sondern vielmehr als ruckartige "stick-slip"

Bewegung anzunehmen ist, kann die erhöhte Mikro-Seismizität auch darin begründet sein.

Es wurde sehr früh erkannt, daß die Schwankungen der glazialen Seismizität zeitlich mit den Änderungen der Meeres-Gezeiten korrelieren sind. BRODSCHOLL (1984, pers. Mitt.) und KOBARG (1986) untersuchten diesen Zusammenhang. Sie konnten zeigen, daß ca. zwei Stunden vor dem Schweremaximum an der GVN-Station, also bei Niedrigwasser, die seismische Aktivität stark ansteigt. Etwa die gleiche Zeitspanne nach Ebbe kann ein zweites, wesentlich kleineres Maximum beobachtet werden (Abb. 3.2). KOBARG interpretiert dies wie folgt: Die Eisplatte biegt sich bei ablaufendem Wasser immer mehr durch, da diese an deren Auflagestellen immer weniger unterstützt wird, bis die Bruchspannung des Eises überschritten wird. Bei auflaufendem Wasser wird die Eisplatte dagegen zuerst nur punktuell angehoben, woraus das zweite, kleinere Maximum zu erklären sei.

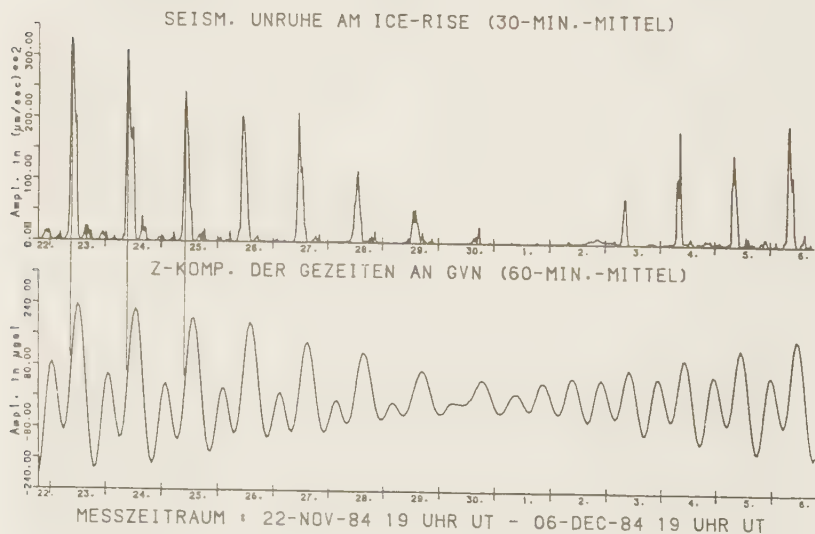


Abb. 3.2: Korrelation der Bodenunruhe am Ice-Rise (Quadrat der Schwing-Geschwindigkeit, 30-Minuten Mittelwert) mit den an GVN registrierten Schwereänderungen (aus KOBARG, 1986)

Welche der möglichen, unterschiedlichen Mechanismen in welchem Maße für die erhöhte Eisbeben-Tätigkeit am nordwestlichen Ice-Rise verantwortlich sind, kann mit den bisherigen Ergebnissen noch nicht entschieden werden. Insbesondere bleibt damit noch offen, ob die Meeres-Gezeiten direkt als Ursache für die seismische Aktivität am Ice-Rise in Frage kommen oder nur indirekt eine Trigger-Funktion ausüben.

Die von BRODSCHOLL und KOBARG bearbeiteten Ereignisse waren fast ausnahmslos energetisch so schwach, daß sie praktisch nur in unmittelbarer Nähe der Bebenherde zu beobachten waren. Dies zeigte die Auswertung von Registrierungen eines kleinen Sub-Arrays direkt am Ice-Rise, wobei sich die Zentral-Station an der gleichen Position befand wie die Station von KOBARG. Der allergrößte Teil der Ereignisse, die an der Zentral-Station registriert wurden, konnten an den nur wenige 100 Meter entfernten anderen Sub-Array Stationen nicht mehr erfaßt werden.

Es konnte jedoch auch eine große Anzahl lokaler Ereignisse beobachtet werden, deren Energie-Abstrahlung ausreichend groß ist, daß sie an fast allen Array-Stationen noch voll erfaßt werden konnten. Dabei können, je nach Array-Anordnung, die Entfernungen zwischen den einzelnen Array-Stationen bis zu 20 km betragen (Array 1984). Diese Beben eignen sich damit in besonderer Weise, den noch offenen Fragen einen Schritt näher zu kommen.

Dieses Kapitel befaßt sich daher in erster Linie zunächst mit der Lokalisierung der stärkeren Ereignisse und den damit verbundenen schelfeis-spezifischen Problemen. Des weiteren soll untersucht werden, ob ein ähnlicher Zusammenhang mit den Meeresgezeiten besteht wie im Falle der Mikro-Seismizität am nordwestlichen Ice-Rise. Mit diesen beiden Problemstellungen ist eng verknüpft, welche Herd-Mechanismen diesen Beben zugrunde liegen können.

III.2 DIE ERFASSUNG DER LOKALEN SEISMIZITÄT

III.2.1 DATENERFASSUNG WÄHREND DES ÜBERWINTERUNGS-JAHRES 1984

Geometrie und Ausdehnung des PCM-Arrays an der GVN-Station wurden während der Überwinterungsjahre 1982 bis 1984 durch Stations-Verlegungen, bzw. Hinzunahme weiterer Stationen sukzessive verändert, bzw. vergrößert.

Aufgrund der größeren Array-Ausdehnung während des Jahres 1984 (Abb. 3.3) erschien es sinnvoll, nur Registrierungen dieses Jahres als Datenbasis heranzuziehen. Damit kann zum einen ein größerer Bereich des Ekström-Schelfeises auf glaziale Seismizität hin untersucht werden, zum anderen ist eine größere Lokalisierungs-Genauigkeit zu erwarten.

Die Koordinaten der Array-Stationen wurden aus Satelliten-Doppler-Messungen mit MAGNAVOX-Geräten bestimmt. Um einen möglichen Einfluß der Fließbewegung des Schelfeises zu berücksichtigen, wurden bei der Lokalisierung die Koordinaten der mittleren Stations-Position zwischen Januar/Februar 1984 und 1985 verwendet. Dieser Einfluß ist jedoch, ebenso wie ein maximaler Positionsfehler von 50 Metern, an sich ohne Bedeutung für die Lokalisierungs-Genauigkeit, da andere Fehlerquellen weitaus überwiegen. Die Koordinaten, sowie deren Rechts-Hochwerte sind in Tabelle III.1 zusammengefaßt.

Als Aufnehmer wurden an den Telemetrie-Stationen MARK-L4 Seismometer mit einer Eigenfrequenz von 1 Hz verwendet. Bis auf die Station auf dem Ice-Rise, an der alle drei Komponenten der Bodenbewegung registriert wurden, waren an allen anderen Telemetrie-Stationen nur Vertikal-Seismometer eingesetzt. Da bei Eisbeben die Wellenausbreitung zu den Array-Stationen hin fast ausschließlich innerhalb der Schelfeis-Platte erfolgt, ist letzteres etwas nachteilig für die Bestimmung der Ersteinsätze. Da mit dem Array jedoch auch teleseismische Ereignisse sowie eine eventuelle seismo-tektonische Aktivität in der weiteren Umgebung der GVN-Station erfaßt werden sollten, konnte von dieser Kompromiß-Lösung nicht abgegangen werden. An der GVN-Station selbst war ein längerperiodischer LIPPMANN-Beschleunigungs-Aufnehmer (LIPPMANN, 1983) installiert (Vertikal-Komponente). Zusätzlich dazu wurden auch die S-13 Seismometer im Observatorium mit in die PCM-Aufzeichnung einbezogen.

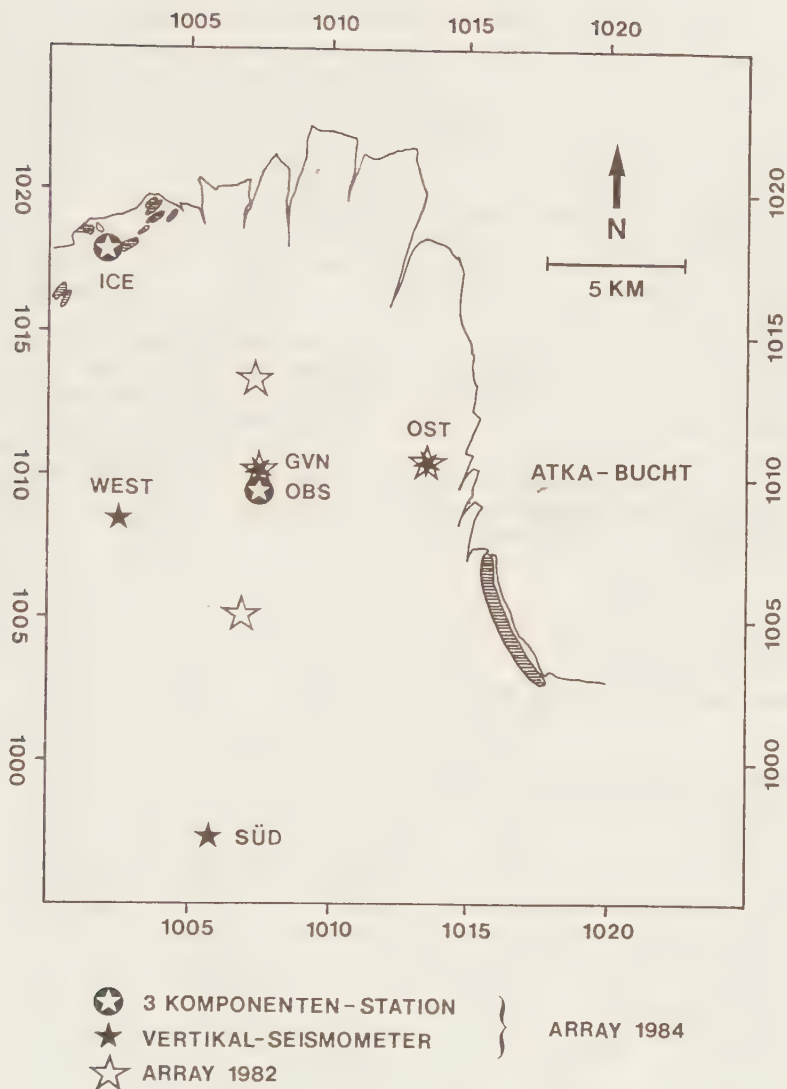


Abb. 3.3: Array-Konfiguration 1982 und 1984

Referenzpunkt 1000, 1000 des Rechts-Hochwert Koordinatensystems (Einheiten in km) entspricht der Position $70^{\circ} 42' S$, $8^{\circ} 34' W$; die schraffiert gezeichneten Bereiche kennzeichnen die Spaltenzonen im Bereich der nordwestlichen und südöstlichen Ice-Rise Gebiete

Die Abtastfrequenz bei der Digitalisierung betrug ca. 125 Hz pro Kanal. Die obere Grenzfrequenz der Tiefpaß-Filter war auf 25 Hz eingestellt. Diese an sich für lokale Ereignisse sehr niedrige Grenzfrequenz erwies sich jedoch als völlig ausreichend, da alle registrierten Eisbeben bei Frequenzen größer als 10 bis 15 HZ nur mehr verschwindende höherfrequente Signal-Anteile aufweisen.

Die PCM-Aufzeichnung wurde i.a. durch Koinzidenz-Triggerung der drei Stationen OBS, SÜD und WEST ausgelöst. Diese drei Stationen weisen aufgrund ihrer größeren Entfernung von der Schelfeis-Kante die niedrigste Bodenunruhe auf. Da diese Stationen des weiteren mit am weitesten vom nordwestlichen Ice-Rise entfernt sind, konnte damit auch sichergestellt werden, daß nur stärkere Ereignisse aus diesem Bereich registriert wurden. Insbesondere ermöglicht es diese Trigger-Konfiguration auch, die seismische Aktivität des südlicheren Teil des Ekström-Schelfeises zu beobachten. Die Trigger-Schwelle, das Verhältnis von Kurzzeit-Mittelwert (STA) zu Langzeit-Mittelwert (LTA) der Bodenbewegung, lag, abhängig von der jeweiligen Bodenunruhe im Mittel bei 4.

Tabelle III.1

KOORDINATEN DER ARRAY-STATIONEN IM JAHRE 1984

Station	Code	Breite	Länge	Rechtswert	Hochwert
Observatorium	OBS	70.615° S	8.366° W	1007.44	1009.47
GVN-Station	GVN	70.607° S	8.363° W	1007.51	1010.38
Ost-Station	OST	70.604° S	8.202° W	1013.49	1010.73
Süd-Station	SÜD	70.724° S	8.411° W	1005.75	997.33
West-Station	WEST	70.624° S	8.504° W	1002.31	1008.45
Ice-Rise	ICE	70.539° S	8.513° W	1000.00	1017.89

Referenzpunkt: 1000, 1000 = 70° 42' S, 8° 34' W

(Rechts-Hochwerte in km)

III.2.2 APPARATIV UND ARRAY-BEDINGTE EINSCHRÄNKUNGEN

Die Genauigkeit einer Herd-Lokalisierung wird entscheidend bestimmt von der Geometrie des seismischen Arrays und vor allem von der relativen Lage der Bebenherde bezüglich des Arrays. Liegen die Bebenherde innerhalb des Stations-Netzes, so können sie am genauesten lokalisiert werden, liegen sie außerhalb, so ist die Lokalisierung mit größeren Fehlern behaftet.

An der Georg-von-Neumayer Station müssen sowohl bei der Geometrie des Stations-Netzes als auch bei dessen Lage relativ zu den seismisch aktiven Gebieten verschiedene Randbedingungen berücksichtigt werden. Wie sich weiter unten zeigen wird, konzentriert sich die in Umgebung der GVN-Station zu beobachtende Eisbeben-Tätigkeit im wesentlichen nur auf die nördlichen und nordwestlichen Randgebiete des Ekström-Schelfeises. Für die Lokalisierung dieser Beben, deren Herde damit zu einem Großteil bereits außerhalb des Stations-Netzes liegen, kann die Stations-Anordnung deshalb nicht als besonders günstig angesehen werden. Eine Verbesserung der Lokalisierungs-Genauigkeit hätte weiter nördlich und westlich gelegene Stationen erfordert. Dies kann aus mehreren Gründen nicht realisiert werden:

1. Eine weiter nördlich gelegene Station müßte, um die Lokalisierungs-Genauigkeit signifikant zu verbessern, in relativ großer Entfernung zur Schelfeis-Kante auf dem Meereis installiert werden. Abgesehen vom Zugang auf das Meereis, der nicht immer unproblematisch ist, hätte die oft zu beobachtende Ausbildung von Rand-Polynias, eisfreien Gebieten entlang der Schelfeis-Kante, eine ständige Betreuung der Station nicht zugelassen. Außerdem müßte mit einem ständigen Verdriften der Station und auch deren Totalverlust gerechnet werden.
Bei der Lokalisierung der Ereignisse müßte des weiteren berücksichtigt werden, daß die Wellenausbreitung zu einem beträchtlichen Teil auch im Wasser erfolgt. Damit hätte kein einheitliches Geschwindigkeits-Modell zur Lokalisierung herangezogen werden können, die Lokalisierung wäre schwieriger geworden.
2. Eine weiter nordwestlich gelegene Station hätte das Überqueren größerer, nicht ungefährlicher Spalten-Zonen erfordert. Eine ständige Betriebs-Bereitschaft wäre bei schlechten Sicht- und Wetterbedingungen und während des Polarwin-

ters nicht zu gewährleisten.

3. Bei tiefen Temperaturen fällt die Sende-Leistung der Telemetrie-Sender stark ab, so daß bei den größeren Übertragungs-Strecken das Empfangs-Signal für längere Zeit unter die Rauschgrenze absinken könnte. Eine ständige Betriebs-Bereitschaft des gesamten Arrays wäre auch aus diesem Gesichtspunkt heraus nicht immer möglich.

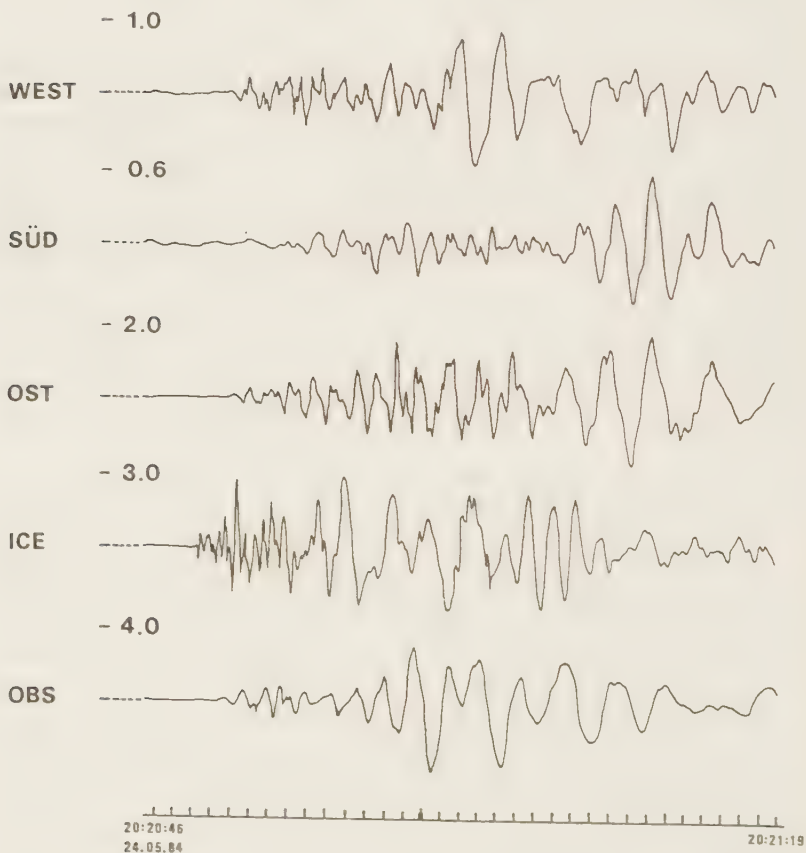


Abb. 3.4: Registrierung eines Ereignisses südöstlich des Ice-Rises
(Vertikal-Komponente der Bodenbewegung, Skalierung in $\mu\text{m}/\text{sec}$)

III.2.3 SEISMOLOGISCHE CHARAKTERISIERUNG DER EREIGNISSE UND SCHELFEIS-SPEZIFISCHE MERKMALE

Generell können bei allen stärkeren Eisbeben keine großen Unterschiede im Signalcharakter festgestellt werden. Die Signalform ist an den jeweiligen Array-Stationen immer von annähernd der gleichen Art.

Abbildung 3.4 zeigt ein typisches Eisbeben aus dem Bereich der nördlichen Schelfeis-Kante. Die Lokalisierung ergab ein Epizentrum 2.1 km von der Ice-Rise Station entfernt in Richtung Ost-Südost. Damit wäre dieses Ereignis ca. 1 km vor Beginn des eigentlichen Ice-Rise Anstieges aufgetreten.

Außer dem an den entfernteren Stationen nur schwach ausgeprägten Ersteinsatz der P-Wellen sind in den Registrierungen bei diesem Ereignis an allen Stationen, von der herdnächsten Station am Ice-Rise abgesehen, keine S-Wellen Einsätze zu erkennen. Generell sind S-Einsätze bei allen Registrierungen nur schwach ausgeprägt und sind in manchen Fällen praktisch überhaupt nicht festzulegen. Dabei taucht auch das Problem auf, welcher Art diese S-Einsätze sind, d.h. ob es sich dabei um "echte" Raumwellen handelt oder ob auch ein anderer Typ von Wellenausbreitung für diese sekundären Einsätze in Betracht zu ziehen ist. Für Magnituden-Abschätzungen und die Lokalisierung der Ereignisse ist diese Frage von großer Bedeutung und soll weiter unten noch diskutiert werden.

Auffallend ist vor allem, daß das Ereignis nur sehr niederfrequente Signal-Anteile aufweist. Auch dies ist ein typisches Merkmal aller stärkeren Eisbeben, das bei lokalen Beben nicht zu erwarten ist. Ausgenommen davon sind Registrierungen an der Ice-Rise Station, die bei den meisten Ereignissen doch deutlich höherfrequente Signal-Anteile enthalten. Deren Spektren zeigen dann zwischen 5 Hz und 10 Hz die größten Energie-Anteile. An den übrigen Stationen sind bei allen Ereignissen im Bereich des Ersteinsatzes die signifikanten Signal-Anteile auf das Frequenz-Intervall von ca. 1 Hz bis 4 Hz beschränkt. Mit zunehmender Entfernung der Stationen vom Bebenherd kann meist eine leichte Verschiebung des spektralen Maximums beobachtet werden, wobei dieser Effekt besonders deutlich bei der Station am Ice-Rise ausfällt. Für das in Abbildung 3.4 dargestellte Ereignis sind in Abbildung 3.5 die Spektren der Ersteinsätze über ein Zeitintervall von 5 Sekunden für die beiden Stationen ICE und OBS dargestellt. An der Station ICE ist das spektrale Maximum bei ca. 2 Hz, an der Station OBS dagegen bei nur mehr 1 Hz zu beobachten.

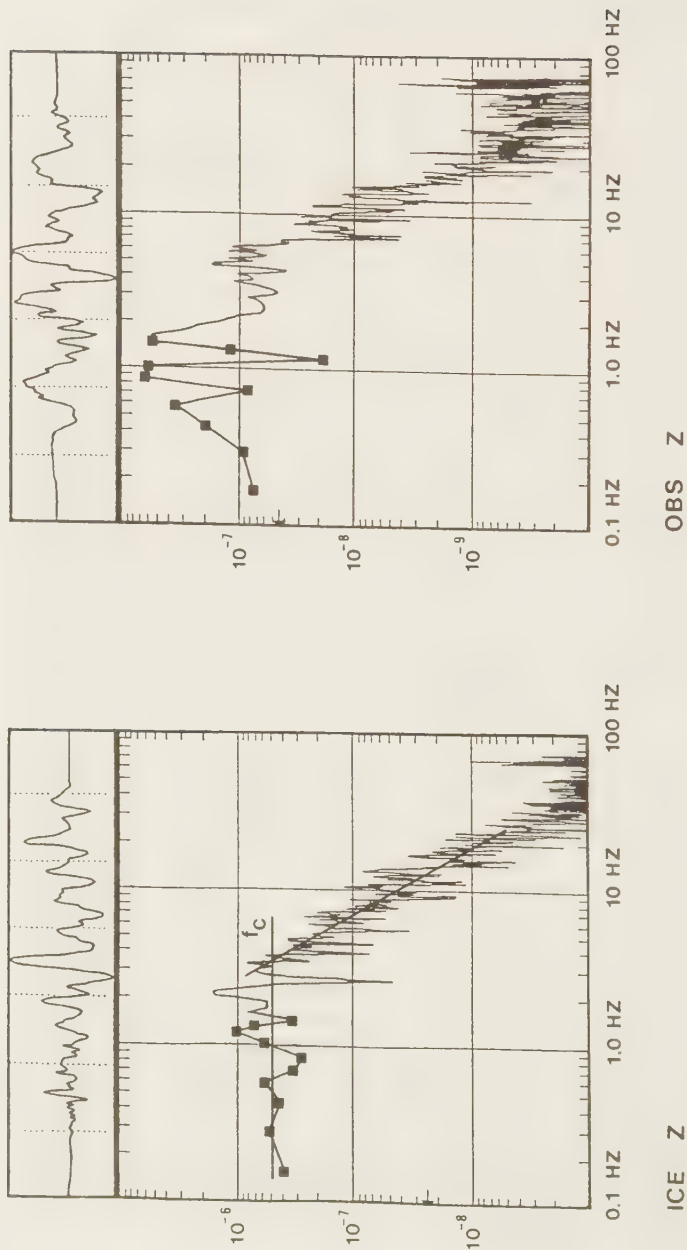


Abb. 3.5: Power-Spektren der Ersteinsatz-Wellengruppe an den beiden Stationen
 ICE und OBS für das Ereignis aus Abb. 3.4 (Skalierung in $(\text{m/sec})^2/\text{Hz}$)
 Abschätzung der Eckfrequenz f_c an der herdnächsten Station ICE

Wie kann der niedrige Frequenz-Gehalt der Ereignisse erklärt werden?

Absorption des höherfrequenten Signal-Anteils als Hauptursache kann weitgehend ausgeschlossen werden. Für -20° kaltes Eis kann ein Q-Faktor von ca. 500 angenommen werden (MILLER, 1982). Die Absorptions-Eigenschaften von Eis sind damit vergleichbar mit denen der meisten Krustengesteine.

Es ist kaum anzunehmen, daß der niedrige Frequenz-Gehalt der Ereignisse auf den Bruchvorgang und die ihn bestimmenden Herdparameter zurückgeführt werden kann. Legt man den Herdmechanismen dieser Eisbeben das Herdmodell von BRUNE zugrunde, unabhängig davon, wie exakt es jetzt auf die Bruchvorgänge bei Eisbeben übertragen werden kann, so kann aus den Spektren der Ereignisse zumindest abgeschätzt werden, welche Größenordnung der räumlichen Ausdehnung für die Bruchfläche damit zu erwarten wäre. SAVAGE (in AKI und RICHARDS, 1980) gibt folgende Beziehung an:

$$2\pi \cdot f_c = \sqrt{2.9 \cdot v_p} / \sqrt{L \cdot W} \quad (III.1)$$

Dabei bedeuten:

L	=	Länge der Bruchfläche
W	=	Breite der Bruchfläche
v _p	=	P-Wellen Ausbreitungs-Geschwindigkeit
f _c	=	Eckfrequenz im Spektrum der Boden-Verrückung

Aus dem Spektrum der Registrierung an der Station ICE kann eine Eckfrequenz von ca. 4 Hz abgeschätzt werden. Obwohl diese Eckfrequenz aus dem Spektrum der Schwinggeschwindigkeit abgeschätzt ist, bedeutet dies für eine grobe Abschätzung der damit theoretisch zu erwartenden Bruchausdehnung keine allzu schwerwiegende Einschränkung. Unter der Annahme, daß es sich um eine vertikal stehende Bruchfläche handelt, von der z.B. die halbe Eisplatte betroffen sein möge (W = 100 Meter), so würde mit Gleichung (III.1) eine Bruchlänge L von mehr als 600 Metern resultieren (mit v_p = 3.80 km/sec). Dieser Wert muß jedoch als völlig unrealistisch angesehen werden, die reale Bruchausdehnung muß um Größenordnungen kleiner sein.

Der niedrige Frequenz-Gehalt kann damit erklärt werden, daß die Schelfeis-Platte für Wellen, deren Wellenlänge groß gegenüber der Eismächtigkeit ist, wie ein Wellenleiter wirken muß. Die Wellen werden quasi in der Platte geführt und Abstrahlverluste in die darunter liegende Wasserschicht sind gering.

Für Wellen mit Wellenlängen sehr viel kleiner als die Dicke der Eisplatte hat diese keine Wellenleiter-Funktion mehr. Die Wellenausbreitung innerhalb der Eisplatte kann für diese Wellen mit den Gesetzen der Strahlenoptik beschrieben werden. Innerhalb der Eisplatte ist die Ausbreitungs-Geschwindigkeit der P-Wellen nicht konstant, sondern abhängig von der Tiefe. Die Geschwindigkeits-Tiefenfunktion des Ekström-Schelfeises ist in den obersten 80 Metern durch einen starken positiven Gradienten gekennzeichnet. Bedingt durch Dichtezunahme und Firn-Eis-Umwandlung nimmt die v_p -Geschwindigkeit von ca. 2 km/sec in 5 Meter Tiefe auf ca. 3.70 km/sec in ca. 80 Meter Tiefe zu (HOYER, 1983). Unterhalb dieser Tiefe muß aufgrund der ansteigenden Eistemperatur (HOYER, 1983) die v_p -Geschwindigkeit wiederum allmählich abnehmen (siehe z.B. MILLER, 1982). Aufgrund dieser Geschwindigkeits-Gradienten kann es bei größeren Entfernungen keinen direkten Strahl vom Bebenherd zu den Stationen geben. Vielmehr können nur solche Strahlen die Stationen erreichen, die mehrmals an Ober- und Unterseite der Schelfeis-Platte reflektiert, bzw. refraktiert wurden. Dabei müssen an der Grenzfläche Eis-Wasser Transmissions-Verluste auftreten, indem ein Teil der Wellenenergie in die darunter liegende Wasserschicht abgestrahlt wird. Nach HOYER (1983) ist der Transmissions-Koeffizient für Inzidenzwinkel bis 60° nahezu konstant und geht erst für größere Winkel gegen Null. Bei mehrmaligen Reflexionen an der Schelfeis-Unterseite, was bei den im Verhältnis zur Eisdicke großen Laufwegen zu den Array-Stationen sicher oft der Fall sein wird, müssen so die Amplituden allmählich gegen Null gehen.

Die einzelnen Ereignisse unterscheiden sich nur dadurch, wie stark die ca. 8 - 10 sec nach dem Ersteinsatz zu beobachtenden Platten-Biegewellen ausgeprägt sind. In Abbildung 3.4 ist dieses typische Kennzeichen für "Schelfeis-Beben" an allen Stationen relativ deutlich zu erkennen (siehe auch Ereignis auf der letzten Seite, das leider nicht als PCM-Registrierung vorliegt). Platten-Biegewellen zeigen anormale Dispersion, d.h. Wellen mit kleiner Wellenlänge besitzen eine größere Ausbreitungs-Geschwindigkeit als Wellen mit großer Wellenlänge. In den meisten Registrierungen lassen sich Platten-Biegewellen besonders gut im Perioden-Bereich von ca. 2 sec 5 sec beobachten. In den Registrierungen mit dem längerperiodischen LIPPMANN-Beschleunigungs-Aufnehmer erkennt man Biegewellen bis zu Perioden von 20 sec und mehr, die auch mit die größten Amplituden haben.

PRESS und EWING (1951) geben für BiegeWellen, deren Wellenlänge sehr viel größer als die Eismächtigkeit ist, folgende Dispersions-Gleichung an:

$$c_b^2 = \frac{(8/3) \cdot v_s^2 \cdot \rho^* \cdot (kH)^3 \cdot (1 - v_s^2/v_p^2)}{1 + 2 \cdot kH \cdot \rho^*} \quad (\text{III.2})$$

Dabei bedeuten:

c_b	= Phasengeschwindigkeit der BiegeWellen	
k	= Wellenzahl = $2\pi/\lambda$	} $kH \ll 1$
λ	= Wellenlänge	
H	= halbe Plattendicke	
$v_{p,s}$	= P, S-Wellen Geschwindigkeit in Eis (im Halbraum)	
ρ^*	= Dichtekontrast ρ_e/ρ_w Eis-Wasser	

Nimmt man für das Ekström-Schelfeis eine P-Wellen Geschwindigkeit von 3.70 km/sec, eine S-Wellen Geschwindigkeit von 1.89 km/sec ($v_p/v_s = 1.96$, siehe III.3.3), sowie einen Dichtekontrast von 0.90 an, so erhält man für eine Eismächtigkeit von 200 Meter die in Abbildung 3.6 dargestellte Dispersionskurve der Phasengeschwindigkeit c_b .

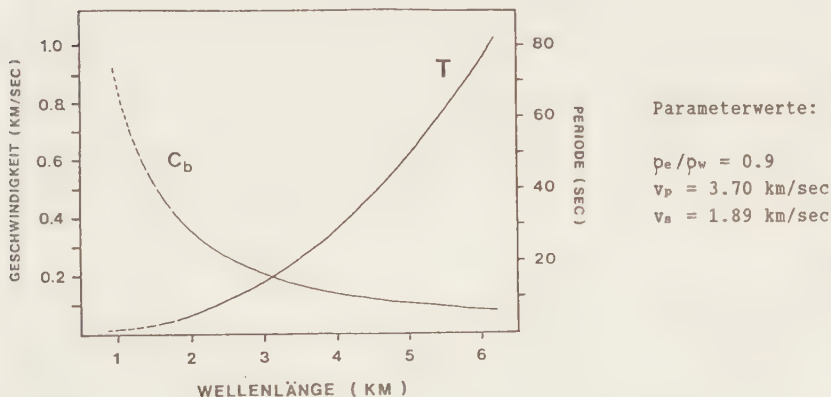


Abb. 3.6: Dispersionskurve für Platten-BiegeWellen in einer 200 m dicken Schelfeis-Platte (c_b : Relation Phasengeschwindigkeit-Wellenlänge, T: Relation Periode-Wellenlänge)
gestrichelt: Bedingung $kH \ll 1$ nicht mehr ganz erfüllt

In Abbildung 3.7 ist noch einmal die Observatoriums-Registrierung des Ereignisses von Abbildung 3.4 dargestellt. Die größten Amplituden der Biegewellen sind bei einer Periode von ca. 2.0 sec zu beobachten. Das Ereignis wurde in einer Entfernung von 8.3 km zum Observatorium lokalisiert. Für Biegewellen mit Perioden von 2.0 sec erhält man aus der Dispersionskurve eine Ausbreitungs-Geschwindigkeit von 0.63 km/sec. Mit der der Lokalisierung zugrunde liegenden P-Wellen Geschwindigkeit von 3.30 km/sec (siehe III.3.3) müßten bei dieser Entfernung diese Biegewellen ca. 11 sec nach dem Ersteinsatz eintreffen, was mit der Beobachtung auch relativ gut übereinstimmt.

Entscheidend für die Bestimmung der Einsatzzeit einer Wellengruppe bei dispersiver Wellenausbreitung ist die Gruppengeschwindigkeit c_g . ANGENSEISTER (1950) bestimmte aus Messungen auf zugefrorenen Seen, daß die Gruppengeschwindigkeit von Biegewellen genau doppelt so groß ist wie die Phasengeschwindigkeit. Für Biegewellen in einer elastischen Platte in Vakuum gilt dies exakt. Der Einfluß des Wassers ist demnach zumindest bei kleinen Amplituden zu vernachlässigen.

Die Gruppengeschwindigkeit c_g könnte auch direkt aus der Dispersionsrelation der Phasengeschwindigkeit abgeleitet werden. Gleichung (III.2) basiert jedoch auf einer Reihenentwicklung, bei der höhere als 3. Potenzen vernachlässigt wurden, die bei exakter Berechnung der Gruppengeschwindigkeit aber noch zu berücksichtigen sind. Eine Ableitung der Gruppengeschwindigkeit c_g aus Gleichung (III.2) wäre demnach nicht korrekt. Obwohl bei Perioden von ca. 2 sec die Bedingung $kH \ll 1$ nicht mehr erfüllt ist, die Wellenlänge mit ca. 1.25 km jedoch immer noch deutlich größer als die Eisdicke ist, müßte in Abbildung 3.7 der entsprechende Einsatz der Biegewellen bei einer Gruppengeschwindigkeit $c_g \approx 2 * 0.63$ km/sec bereits ca. 4 sec nach dem Ersteinsatz zu erwarten sein. Auch dies kann mit Abbildung 3.7 annähernd bestätigt werden. Ca. 5 sec nach dem Ersteinsatz läßt sich ein deutliches Anwachsen Biegewellen-Amplituden erkennen.

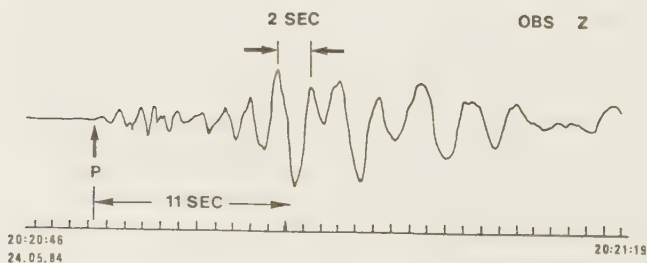


Abb. 3.7:

Erklärung
im Text

III.3 LOKALISIERUNG DER EREIGNISSE

III.3.1 DATEN-AUSWAHL

Von allen erfaßten Ereignissen kann nur ein Bruchteil für eine relativ sichere Lokalisierung herangezogen werden. Ca. 15 % aller Ereignisse nur waren stark genug, so daß sie an allen Array-Stationen vollständig aufgezeichnet wurden.

Der Großteil der Ereignisse wurde dagegen nur unvollständig erfaßt. Vor allem in den Registrierungen an der Ice-Rise Station und der West-Station ist sehr oft der Ersteinsatz nicht mehr enthalten. Diese beiden Stationen sind jedoch für eine sichere Lokalisierung unverzichtbar.

Ein Grund dafür ist, daß i.a. erst die relativ spät eintreffenden Biegewellen die nötigen Amplituden aufweisen, bei denen die PCM-Aufzeichnung getriggert wird. Besonders bei durch hohe Windgeschwindigkeiten stark erhöhter Bodenunruhe ist der Langzeit-Mittelwert der Bodenbewegung schon so groß, daß praktisch nur mehr Biegewellen die PCM-Apparatur triggern können. Dadurch reicht die Speicher-Durchlaufzeit nicht mehr aus, um den Ersteinsatz noch zu registrieren. Die wesentliche Ursache, die zugleich eng mit dem vorherigen verbunden ist, liegt in der Trigger-Konfiguration. Da die Eisbeben-Tätigkeit vorwiegend nur auf den Bereich nahe der nördlichen Schelfeis-Kante beschränkt ist, die PCM-Registrierung jedoch i.a. durch Koinzidenz-Triggerung von West-Station und der am weitesten entfernten Süd-Station ausgelöst wurde, wurde an der Station Ice-Rise bei den meisten Ereignissen der Ersteinsatz abgeschnitten. Eine andere Trigger-Konfiguration mit der Ice-Rise Station als Trigger-Kanal hätte dagegen vor allem auf die unzähligen Kleinst-Ereignisse reagiert, was einen übermäßigen Magnetband-Verbrauch bedeutet hätte.

Von den ca. 15 % der vollständig erfaßten Eisbeben mußte wiederum ca. ein Drittel davon ausgesondert werden. Deren Ersteinsätze waren nur sehr unsicher oder überhaupt nicht festzulegen, bzw. bei der Lokalisation konnte keine Konvergenz bei der Bestimmung der Herd-Koordinaten erreicht werden.

Einige Aufzeichnungen zeigen auch sehr kurz hintereinander folgende Doppel-Ereignisse, so daß die Ersteinsätze, vor allem an den entfernteren Stationen, nicht mehr eindeutig dem jeweiligen Ereignis zugeordnet werden konnten.

Lokalisiert wurden so insgesamt 100 Beben, die der Zeit von Anfang April bis Ende Oktober 1984 stattfanden.

III.3.2 LOKALISIERUNGS-VERFAHREN

Die Auswertung der geeigneten Ereignisse erfolgte mit einem speziell für die PCM-Registrierungen entwickelten seismologischen Auswerte-System (SAS-System, Fa. Lennartz) und basiert auf den beiden Programmen VISUAL und FASTHYPO.

Mit dem Programm VISUAL können die Ereignisse auf einem hochauflösenden Graphik-Terminal dargestellt werden. Die Einsätze der P- und S-Wellen können mit einem Fadenkreuz angerissen werden und je nach deren Qualität mit einer entsprechenden Gewichtung versehen werden. Bei den meisten lokalisierbaren Beben sind an allen Stationen die Ersteinsätze relativ gut ausgeprägt und sicher festzulegen. Sie gingen meist mit vollem Gewicht in die Lokalisierung ein. Dagegen sind S-Wellen Einsätze, von der Station ICE abgesehen und sofern sie überhaupt als "echte" S-Einsätze betrachtet werden können, i.a. nicht sehr deutlich ausgeprägt und an manchen Stationen teilweise überhaupt nicht festzulegen. S-Einsätze wurden aus diesem Grund ausnahmslos mit einem geringeren Gewicht versehen, in der Regel mit dem halben Gewicht des P-Einsatzes. Erleichtert wurde die Bestimmung der Einsatz-Zeiten durch die oft deutlich ausgeprägte Kohärenz der Signale, so daß auch bei an sich etwas zweifelhaften S-Einsätzen i.a. kein großer Fehlereinfluß auf die Lokalisierung resultiert.

Die Bebenherde wurden mit dem Programm FASTHYPO (HERMANN, 1979) lokalisiert. Die Berechnung der Herdkoordinaten, der Herdtiefe und der Herdzeit basiert dabei auf einer iterativen Minimierung der Laufzeit-Residuen nach der Methode der kleinsten Quadrate.

Für ein vorgegebenes Geschwindigkeits-Modell des Untergrundes werden, ausgehend von dem vermuteten Hypozentrum und der vermuteten Herdzeit, die theoretisch zu erwartenden Einsatzzeiten an den jeweiligen Stationen berechnet. Diese werden i.a. zunächst nicht mit den tatsächlich beobachteten Einsatzzeiten übereinstimmen. Die Differenzen, die sog. Residuen, sind dabei in erster Linie auf noch fehlerhaft abgeschätzte Herdparameter zurückzuführen. Durch Anwendung der Methode der kleinsten Quadrate kann nun ein Korrektur-Term zu den Herdparametern berechnet werden, mit dem die Summe der Residuenquadrate minimal wird. Dadurch ergibt sich ein neuer Satz von Herdparametern, der geringere Laufzeit-Residuen aufweist als der ursprüngliche. Dieser Prozess wird solange wiederholt, bis die gewünschte Genauigkeit oder ein anderes Abbruchkriterium erreicht ist.

Das Programm FASTHYPO führt maximal 30 Iterationen durch oder stoppt, falls die resultierende Verbesserung der Herdkoordinaten kleiner als 0.001 km wird.

Aus der Restvarianz der Laufzeit-Residuen wird nach dem Iterations-Abbruch im Programm FASTHYPO auch eine den Fehlern der Herdkoordinaten entsprechende Kovarianz-Ellipse berechnet. Für das vorgegebene Geschwindigkeits-Modell des Untergrundes und die festgelegten Einsatzzeiten sollte das wahre Epizentrum mit einer statistischen Sicherheit von $1 - e^{-0.5} \approx 40\%$ innerhalb dieser Ellipse liegen. Man muß sich deshalb bewußt sein, daß das wahre Epizentrum auch relativ weit außerhalb der Kovarianz-Ellipse liegen kann. Die Zuverlässigkeit der Lokalisierung ist in starkem Maße davon abhängig, wie gut das verwendete Geschwindigkeits-Modell die Realität beschreibt und wie exakt die P- und S-Einsätze festgelegt werden können.

III.3.3 BESTIMMUNG DER AUSBREITUNGS-GESCHWINDIGKEIT: TESTSCHÜSSE UND SCHELFEIS-SPEZIFISCHE BESONDERHEITEN

Zur Bestimmung der Ausbreitungs-Geschwindigkeit von Kompressions-Wellen innerhalb der Schelfeis-Platte wurden während der Sommer-Kampagne 1982/1983 einige Testschüsse abgetan.

Erfolgreiche Testschüsse mit ausreichender Energie-Abstrahlung konnten nur im Wasser abgetan werden. Die Sprengungen wurden von der Schelfeis-Kante aus durchgeführt. Die Schußpunkte lagen an der östlichen Schelfeis-Kante in Umgebung der Anlagestelle der POLARSTERN ("Atka Ice Port") und nördlich der Station Ice-Rise am nördlichen Schelfeis-Rand. Ladungsmengen von 25 kg Seismogelit reichten aus, um an allen Stationen ein ausreichendes bis gutes Signal-Noise Verhältnis zu erzielen. Die Schußtiefen lagen zwischen 10 Meter und 60 Meter Wassertiefe.

Mit Ausnahme eines Schusses an der nördlichen Schelfeis-Kante waren die Ersteinsätze an allen Stationen sehr klar zu erkennen. Durch die Sprengungen wurden keine erkennbaren Platten-Biegewellen angeregt. Bereits bei relativ geringen Schußpunkt-Entfernungen waren die Signale auch hier deutlich niederfrequent, als aufgrund der hochfrequenten Quellsignale zu erwarten wäre. Die Quellspektren der Sprengungen sind vorwiegend bestimmt durch Ladungsmenge und Wassertiefe, werden aber vermutlich auch noch durch den Abstand der Ladung zur Schelfeis-

Kante beeinflusst. Die Quellspektren der Testschüsse zeigten im Frequenz-Intervall von ca. 5 Hz bis maximal ca. 15 Hz die größten Energie-Anteile.

In Abbildung 3.8 sind die Laufzeiten der P-Wellen dargestellt, die für den Schuß an der nördlichen Eiskante und einen Schuß an der östlichen Eiskante bestimmt wurden. Die Streuungen um die Ausgleichsgeraden sind relativ gering. Aus den vier Testschüssen resultiert eine mittlere P-Wellen Ausbreitungsgeschwindigkeit von 3.30 km/sec, die erstaunlich niedrig ist, da für Eis i.a. höhere Geschwindigkeiten bestimmt wurden. Nur bei dem Schuß an der nördlichen Schelfeis-Kante wurde mit den Stationen des zu dieser Zeit betriebenen Sub-Arrays eine höhere, "realistische" Ausbreitungsgeschwindigkeit von 3.70 km/sec ermittelt.

Durch Sprengungen im Wasser können Scherwellen im Eis nicht direkt erzeugt werden. S-Wellen können bei den Testschüssen damit nur durch Konversion von P-Wellen an der Grenzfläche Wasser-Eis erzeugt werden. Aus diesem Grunde konnten bei den meisten Testschüssen an allen Stationen nur unsichere oder auch überhaupt keine S-Einsätze festgelegt werden, insbesondere an Stationen, an denen nur die Vertikal-Komponente der Bodenbewegung registriert wurde. Aussagen über die S-Wellen Geschwindigkeit konnten aus den Testschüssen nicht abgeleitet werden.

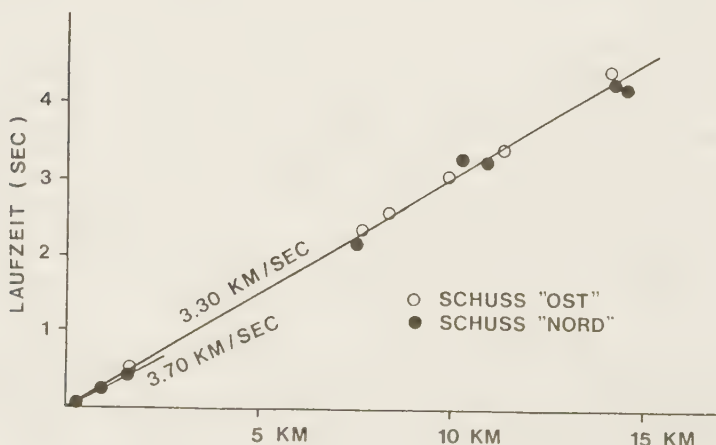


Abb. 3.8: Aus Eichschüssen ermittelte Ausbreitungs-Geschwindigkeiten (man beachte die höheren Geschwindigkeiten am Ice-Rise!)

Eine P-Wellen Ausbreitungs-Geschwindigkeit von 3.30 km/sec steht zunächst scheinbar im Widerspruch zu der v_p -Geschwindigkeit von 3.70 km/sec, die von HOYER (1983) für das Ekström-Schelfeis für Tiefen größer als ca. 80 Meter aus reflexionsseismischen Messungen bestimmt wurde. Nach MILLER (1982) kann die v_p -Geschwindigkeit von Eis zwischen ca. 3.7 km/sec und ca. 3.9 km/sec variieren (Inlandeise, kalte und temperierte Gletscher).

Die damit verglichen signifikant niedrigere Ausbreitungs-Geschwindigkeit von 3.30 km/sec kann als reiner "Platteneffekt" erklärt werden. Der dominierende Frequenzgehalt der Signale bleibt im wesentlichen auf den niederfrequenten Frequenzbereich bis ca. 10 Hz beschränkt, vor allem was die beobachteten Eisbeben betrifft. Damit sind die Wellenlängen aber deutlich größer oder zumindest vergleichbar mit der Dicke der Schelfeis-Platte. Die Ausbreitungs-Bedingungen eines Halbraumes, die für sehr hochfrequente Wellen oder sehr große Eisdicken angenommen werden können, treffen für Kompressionswellen mit Wellenlängen größer als die Plattendicke nicht mehr zu. Die Wellengleichung muß daher die zusätzlichen Randbedingungen berücksichtigen, die durch die schwimmende Eisplatte vorgegeben werden. Diese Randbedingungen verlangen u.a., daß die Tangential-Spannungen auch an der Schelfeis-Unterseite verschwinden.

Mit diesen zusätzlichen Randbedingungen gilt für die Ausbreitungs-Geschwindigkeit c_p von P-Wellen, deren Wellenlänge groß gegenüber der Eisdicke sind, folgende Beziehung (z.B. PRESS und EWING, 1951):

$$c_p = 2 \cdot v_s \cdot \sqrt{1 - (v_s/v_p)^2} \quad (\text{III.3})$$

c_p ist unabhängig von der Wellenlänge. Die Wellenausbreitung ist damit nichtdispersiv.

Mit $v_p = 3.70$ km/sec und $v_p/v_s = \sqrt{3}$ (Poissonzahl $\nu = 0.25$) ergibt sich damit für c_p ein Wert von 3.49 km/sec. Messungen der Poissonzahl ergaben für polykristallines Eis jedoch etwas höhere Werte von $\nu \approx 0.32$ (MILLER, 1982), woraus ein höheres v_p/v_s Verhältnis resultiert. Legt man der Gleichung (III.3) ein mittleres v_p/v_s Verhältnis von 1.96 zugrunde (MILLER, 1982), so errechnet sich damit für c_p ein Wert von 3.25 km/sec. Dieser Wert liegt damit schon sehr nahe an den aus den Testschüssen bestimmten Ausbreitungs-Geschwindigkeiten.

Die Ausbreitung langwelliger P-Wellen in der Schelfeis-Platte entspricht damit der symmetrischen Grundmode bei der Ausbreitung von ("Young'schen") Longitudinalwellen in einer elastischen

schen Platte in Vakuum. Die Teilchenbewegung ist dabei vorwiegend parallel zu den Plattenoberflächen und über den ganzen Platten-Querschnitt annähernd konstant. Die Komponente der Teilchen-Bewegung normal zu den Plattenoberflächen, die nicht notwendigerweise gleich Null sein muß, ist dagegen sehr viel kleiner (der Sonderfall exakt plattenparalleler Teilchenbewegung kennzeichnet die sog. "Young'schen" Longitudinalwellen). Dies erklärt die geringen Amplituden der P-Einsätze an den Array-Stationen, an denen nur Vertikal-Seismometer installiert waren.

Die in Gleichung (III.3) angegebene Beziehung für die Phasengeschwindigkeit gibt nur den Realteil der von PRESS und EWING abgeleiteten vollständigen Gleichung wieder. In der vollständigen Form muß auch ein betragsmäßig kleiner Imaginärteil berücksichtigt werden, der proportional zu λ^{-3} ist. Dieser kleine Imaginärteil resultiert daraus, daß die Eisplatte schwimmt und beschreibt die Amplituden-Abschwächung der Wellen durch Abstrahlverluste in die darunter liegende Wasserschicht. Die Proportionalität mit λ^{-3} zeigt, daß besonders Wellen mit kürzeren Wellenlängen größere Abstrahlverluste erleiden, während für sehr große Wellenlängen die Schelfeis-Platte als guter Wellenleiter betrachtet werden kann. Dies ist äquivalent zu der strahlenoptischen Begründung.

Mit diesen Ausführungen erscheint es plausibel, daß auch die Ausbreitung von Scherwellen durch solche "Platteneffekte" bestimmt wird. Vertikal polarisierte S-Wellen können sich nur dann mit der "eigentlichen" Halbraum-Geschwindigkeit v_s ausbreiten, wenn die Wellenlänge klein ist gegenüber der Eisdicke. Bei einem v_p/v_s -Verhältnis von 1.96 und $v_p = 3.70$ km/sec würde damit eine Phasengeschwindigkeit von 1.89 km/sec resultieren. Für das Ekström-Schelfeis mit einer Eismächtigkeit von ca. 200 Meter könnte man damit eine untere Grenzfrequenz von ca. 10 Hz festlegen.

Bei wesentlich niedrigeren Frequenzen können sich vertikal polarisierte "S-Wellen" nur mehr als Biegewellen ausbreiten und sind damit äquivalent zu den asymmetrischen Schwingungen in elastischen Platten. Nimmt man Gleichung (III.2), die eigentlich nur für sehr große Wellenlängen ($kH \ll 1$) gültig ist, noch bis Perioden von 1 sec als annähernd gültig an, so würde man bei einer Frequenz von 1 Hz eine Phasengeschwindigkeit von 0.94 km/sec erhalten. Die dieser Frequenz entsprechende Wellenlänge wäre 930 Meter, womit allerdings kH mit 0.68 nicht mehr sehr viel kleiner als 1 wäre. Für die Gruppengeschwindigkeit würde sich damit einen Wert von 1.88 km/sec ergeben.

Läßt man die Wellenlänge der asymmetrischen Plattenwellen immer kleiner werden, so nähert sich deren Ausbreitungsgeschwindigkeit immer mehr der Ausbreitungsgeschwindigkeit v_R von Rayleigh-Wellen, für die gilt:

$$v_R = 0.92 \cdot v_s \quad (\text{für Poissonzahl } \nu = 0.25) \quad (\text{III.4})$$

Rayleigh-Wellen oder zumindest ihnen ähnliche Wellen würden sich damit auf dem Ekström-Schelfeis mit einer Geschwindigkeit von ca. 1.74 km/sec ausbreiten, allerdings auch erst bei Frequenzen größer als ca. 10 Hz.

Der Frequenz-Bereich von ca. 0.5 Hz bis ca. 10 Hz bildet damit für das Ekström-Schelfeis den Übergangs-Bereich zwischen "reinen" S-Wellen und Rayleigh-Wellen, die sich unter Halbraum-Bedingungen ausbreiten, und den BiegeWellen, deren Auftreten an eine begrenzte Plattendicke gebunden ist. Dieser Übergang muß stetig sein. Insbesondere muß sich die Gruppengeschwindigkeit der BiegeWellen mit abnehmender Wellenlänge allmählich der Phasengeschwindigkeit der Rayleigh-Wellen, bzw. der "reinen" S-Wellen annähern, die sich unter Halbraum-Bedingungen ohne Dispersion ausbreiten.

Aus diesen Überlegungen heraus erscheint es gerechtfertigt, für diesen Frequenz-Bereich eine mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit c_s anzunehmen. Vor allem auch deshalb, da zwischen den möglichen Wellentypen in diesem Frequenzbereich nicht unterschieden werden kann.

III.3.4 RELOKALISIERUNG DER TESTSCHÜSSE

Die Lokalisierungs-Genauigkeit der Eisbeben kann überprüft werden, indem man die (bekannten) Schußpunkts-Koordinaten der Testschüsse an der Schelfeis-Kante mit den Epizentrums-Koordinaten vergleicht, die von dem Programm FASTHYPO aus den entsprechenden Einsatzzeiten errechnet wurden. Da die Testschüsse während der Sommerkampagne 1982/1983 abgetan wurden, lassen sich daraus zwar keine direkten Rückschlüsse über die Ortungs-Genauigkeit des Arrays von 1984 ziehen. Die Array-Konfiguration von 1984 unterscheidet sich von der Jahres 1983 allerdings nur dadurch, daß die Stationen WEST und SÜD weiter vom Array-Zentrum entfernt errichtet wurden. Die Lokalisierungs-Genauigkeit dieses Arrays ist damit durchaus vergleichbar mit der des Arrays von 1983. Durch die größere Flächenüberdeckung sollte eigentlich eine Verbesserung der Lokalisierungs-Eigenschaften zu erwarten sein.

Entsprechend der Ergebnisse aus Abschnitt III.3.3 wurde für diese Relokalisierung der Testschüsse als Geschwindigkeits-Modell ein homogener Halbraum mit einer P-Wellen Ausbreitungsgeschwindigkeit von 3.30 km/sec angenommen.

Für die mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit der "S-Wellen" würde sich mit den Abschätzungen aus dem letzten Abschnitt ein Wert von 1.84 km/sec ergeben. Das Programm FASTHYPO bestimmt die S-Wellen Geschwindigkeit in der Original-Version aus der für die meisten Krusten-Gesteine erfüllten Relation $v_p/v_s = \sqrt{3}$. Bei einer P-Wellen Geschwindigkeit von 3.30 km/sec resultiert daraus eine S-Wellen Geschwindigkeit von 1.90 km/sec. Dieser Wert liegt damit sehr nahe an der mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeit c_s . Berücksichtigt man weiter, daß die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Rayleigh-Wellen mit zunehmender Poissonzahl ebenfalls etwas ansteigt, so kann eine S-Wellen Geschwindigkeit von 1.90 km/sec durchaus als befriedigend akzeptiert werden, ohne daß die Notwendigkeit besteht, das Programm FASTHYPO abändern zu müssen. Da die sekundären Einsätze i.a. ohnehin nur relativ unsicher festzulegen und damit immer mit einer geringeren Gewichtung versehen sind, ist der Einfluß der S-Wellen Geschwindigkeit von nicht so entscheidender Bedeutung für die Lokalisierungs-Genauigkeit.

Im Programm FASTHYPO kann die Herdtiefe optional auf einem bestimmten Wert festgehalten werden, d.h. die Herdtiefe geht dann nicht mehr in die iterative Bestimmung der Herdparameter mit ein. Die maximale Tiefenlage der Eisbeben ist durch die Dicke der Eisplatte begrenzt und kann damit nicht mehr als ca. 200 Meter erreichen. Die Herdtiefe wird deshalb bei allen

Die Relokalisierung der Sprengung an der östlichen Schelfeis-Kante führt unabhängig von der Einbeziehung der Station am Ice-Rise zu einem annähernd identischen Ergebnis (Abb. 3.9). Die zusätzliche Station ICE bewirkt damit keine signifikante Verbesserung für die Lokalisierung von Eisbeben im Bereich der östlichen Schelfeis-Kante. Der Lokalisierungs-Fehler bleibt unter 1 km (ohne Berücksichtigung der resultierenden Fehler-Ellipsen). Mit Einbeziehung der relativ gut zu erkennenden S-Einsätze an den Stationen OST, GVN und NORD reduziert sich der Relokalisierungs-Fehler auf nur mehr ca. 250 Meter (allerdings ist die Station NORD im Array von 1984 nicht mehr enthalten). Abbildung 3.10 zeigt die Ergebnisse der Relokalisierung des Testschusses an der nördlichen Schelfeis-Kante. Erwartungsgemäß bewirkt die relativ ungünstige Lage des Schußpunktes bezüglich der Array-Anordnung auch größere Lokalisierungs-Fehler. Insbesondere bei der Relokalisierung mit der kleineren Array-Konfiguration ohne die Station ICE liegt das errechnete Epizentrum ca. 5 km vom wahren Schußpunkt entfernt. Die Ice-Rise Station ist damit, wie nicht anders zu erwarten, von großer Bedeutung für eine relativ sichere Lokalisierung von Eisbeben im Bereich der nördlichen Schelfeis-Kante. Die Berücksichtigung von S-Einsätzen scheint demgegenüber keinen so großen Einfluß mehr auf die Ortungs-Genauigkeit von Ereignissen in diesem Bereich zu besitzen.

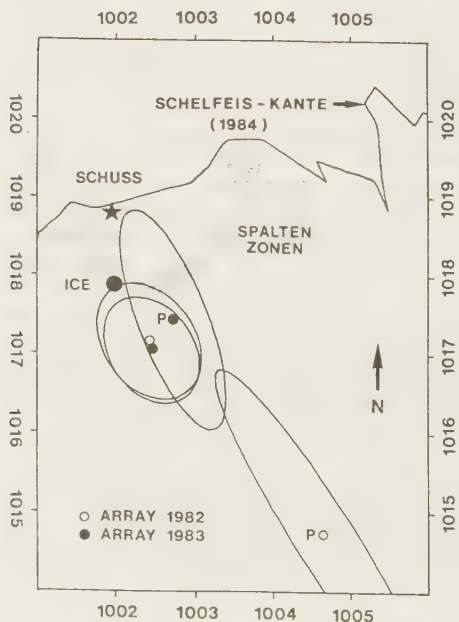


Abb. 3.10:

Relokalisierungen des Schusses an der nördlichen Schelfeis-Kante nördlich der Station ICE;

man beachte den großen Fehler der Relokalisierung mit der Array-Konfiguration von 1982, die nur auf P-Einsatzzeiten basiert;

eingezeichnet ist der Verlauf der Schelfeis-Kante von 1984, der den Anschein erweckt, daß der Schuß noch auf dem Schelfeis abgetan worden wäre

(Signaturen analog zu Abb. 3.9)

III.3.5 DIE SEISMISCH AKTIVEN GEBIETE

Für die Lokalisierung der Ereignisse wurde wie bei der Relokalisierung der Testschüsse ein Halbraum mit einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von 3.30 km/sec angenommen. Die Herdtiefe wurde auf 50 Meter festgehalten. Startpunkt der iterativen Herdbestimmung mit dem Programm FASTHYPO war in allen Fällen das Array-Zentrum und nicht bereits die Koordinaten des vermuteten Epizentrums. Bei fast allen Ereignissen lag bereits nach 2 bis 3 Iterationsschritten das vorläufige, verbesserte Epizentrum in der Nähe des vorher vermuteten und auch dem nach Iterationsende erhaltenen Endergebnis. Dies zeigt, daß das Iterations-Verfahren i.a. ziemlich gut konvergiert. Nur bei einigen wenigen Ereignissen ergaben sich eklatante Abweichungen zwischen den vermuteten und von FASTHYPO berechneten Herdkoordinaten. Wurden als Startpunkt die Koordinaten des vermuteten Epizentrums eingegeben, so konnte diese Diskrepanz nicht mehr beobachtet werden. Dies kann wie folgt erklärt werden: Ausgehend vom Array-Zentrum als ursprünglichem Startpunkt kann es in ungünstigen Fällen vorkommen, daß sich in unmittelbarer Umgebung dieses Punktes ein lokales Minimum der Laufzeit-Residuen ergibt. Der Iterations-Prozeß "irrt" dabei gleichsam innerhalb einer flachen, lokalen "Residuen-Mulde" umher, ohne diese verlassen zu können, auch wenn Epizentren in einem anderen Bereich eine wesentlich tiefere "Residuen-Mulde" bewirken würden.

Die Wahrscheinlichkeit, daß das wahre Epizentrum innerhalb der von FASTHYPO errechneten Kovarianz-Ellipse liegt, ist besonders bei Ereignissen mit nicht ganz sicheren Ersteinsätzen als ziemlich gering anzunehmen. Die einzelnen Epizentren in einer Karte darzustellen ist deshalb wenig sinnvoll. Aus diesem Grund werden nur die Fehler-Ellipsen in eine Karte eingetragen. Die Ellipsen sind dabei gepunktet dargestellt, wobei die Punktdichte umgekehrt proportional zur Ellipsenfläche ist. Damit sollte erreicht werden, daß sich durch Überlagerung entsprechend vieler Ellipsen die seismisch besonders aktiven Zonen aufgrund eines höheren Schwärzungs-Grades besser abheben. Die Unsicherheiten der Herdbestimmung sollten auf diese Weise statistisch etwas reduziert werden.

In Abbildung 3.11 sind auf diese Art die Epizentren aller lokalisierten Ereignisse dargestellt. Soweit S-Einsätze festzulegen waren, wurden diese bei der Herdbestimmung mit berücksichtigt.

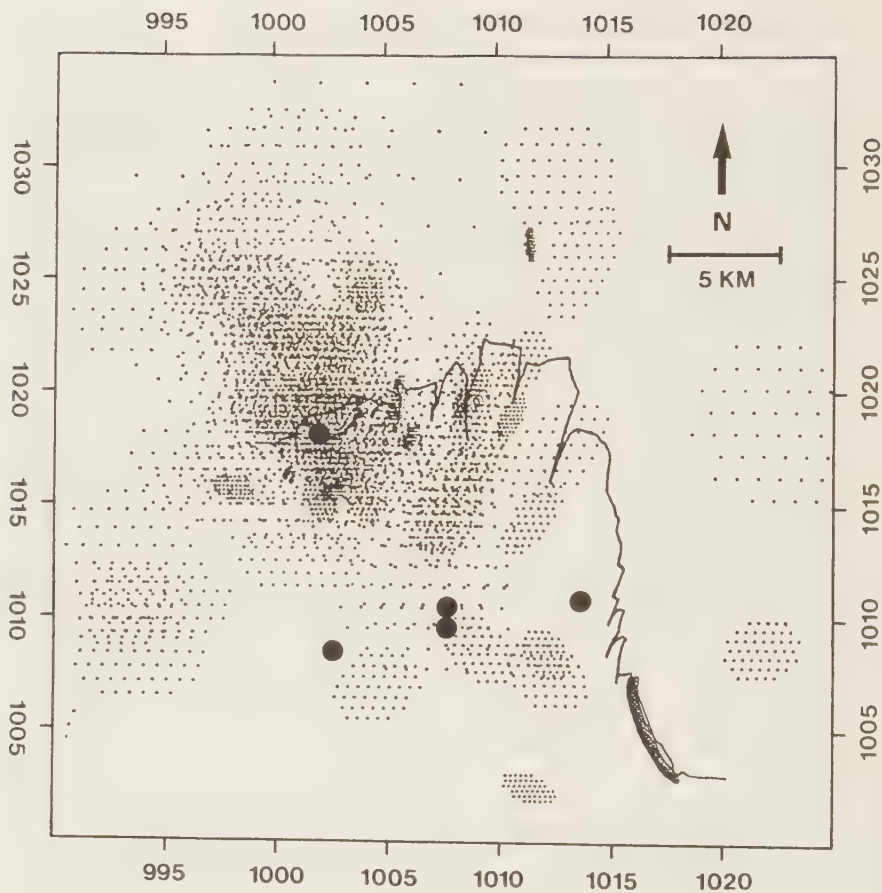


Abb. 3.11: Epizentren aller lokalisierten Ereignisse; dargestellt sind die Fehler-Ellipsen (Kovarianz-Ellipsen) der mit dem Programm FASTHYPO bestimmten Herdkoordinaten (gepunktet); der hohe Schwärzungs-Grad durch viele sich überlagernde Ellipsen am nordwestlichen Ice-Rise läßt erkennen, daß dieses Gebiet durch eine besonders hohe seismische Aktivität ausgezeichnet ist; die Bebenherde, die nördlich der Schelfeis-Kante lokalisiert wurden, sind nicht auf gestrandete oder zusammenbrechende Eisberge zurückzuführen, sondern sind u.a. vor allem aufgrund eines nur bedingt geeigneten Geschwindigkeits-Modells systematisch falsch lokalisiert

Die unmittelbare Umgebung der Ice-Rise Station hebt sich von anderen Teilen des Ekström-Schelfeises als seismisch aktivster Bereich sehr deutlich ab. Dabei liegt der Schwerpunkt der ziemlich gleichförmigen Punktwolke ca. 1 km bis 2 km nördlich der Schelfeis-Kante. Für mehr als die Hälfte der in diesem Gebiet lokalisierten Beben würde dies bedeuten, daß die Beben damit im Wasser stattgefunden hätten. Eine relativ einfache Erklärung dafür wäre zunächst, diese Beben mit gestrandeten Eisbergen in Verbindung zu bringen, die während der Überwinterung 1984 (LIPPMANN, 1985, pers. Mitt.) über mehrere Monate hinweg in diesem Gebiet zu beobachten waren. Teilweises Zusammenbrechen, bzw. ruckartiges Losreißen oder Auflaufen der Eisberge auf dem Meeresboden unter dem Einfluß der Meeresgezeiten wären eine denkbare Ursache. Dagegen sprechen jedoch verschiedene Gründe. Innerhalb der Atka-Bucht gibt es eine weitaus größere Anzahl von Eisbergen, die mit Sicherheit ganz oder teilweise auf dem Meeresboden aufliegen, vor allem im südöstlichen Teil der Bucht mit Wassertiefen kleiner als 50 Meter. Es müßte demnach in diesem Gebiet eine ähnliche seismische Aktivität zu beobachten sein, was jedoch nicht zu bestätigen ist. Zum anderen können damit eigentlich nicht die großen Amplituden der BiegeWellen erklärt werden. Die wahren Epizentren der meisten dieser Beben müssen deshalb irgendwo im Eis im Bereich der nördlichen Schelfeis-Kante vermutet werden, bzw. deren berechnete Epizentren können damit nur das Ergebnis einer Fehl-Lokalisierung sein. Es kann jedoch nicht mit letzter Sicherheit ausgeschlossen werden, daß vereinzelte Ereignisse trotzdem mit Eisbergen in Verbindung zu bringen sind.

Ca. 3 km östlich des Ice-Rises fächert sich das Ekström-Schelfeis fingerförmig auf. Dabei zeichnen sich die Inlet-Zonen und deren Verlängerung nach Süden hin ziemlich deutlich als weitere seismisch aktive Gebiete ab.

Die übrigen Bereiche des Ekström-Schelfeises weisen nur mehr eine sehr geringe Beben-Tätigkeit auf. Auffallend dabei ist, daß überhaupt keine Eisbeben in Umgebung des Ice-Rises am Südost-Ende der Atka-Bucht lokalisiert wurden. Da die Trigger-Stationen SÜD und WEST davon weniger weit entfernt sind als von der nördlichen Schelfeis-Kante, muß daraus geschlossen werden, daß eine eventuelle seismische Aktivität in diesem Gebiet nur auf sehr schwache Beben beschränkt bleiben muß. Der Großteil der lokalisierten Eisbeben (ca. 90%) konzentriert sich damit auf den nördlichen Teil des Ekström-Schelfeises. Die glaziale Seismizität bleibt damit auf einen relativ schmalen Bereich beschränkt, der sich maximal ca. 7 km von der nördlichen Schelfeis-Kante nach Süden erstreckt. Südlich der Georg-von-Neumayer Station konnte, von einigen seltenen Ereignissen

nissen abgesehen, keine signifikante Beben-Tätigkeit mehr beobachtet werden.

Die wenigen Ereignisse, deren Epizentren innerhalb der Atka-Bucht und an deren nordwestlichen Ende bestimmt wurden, können durchaus mit zusammenbrechenden oder gestrandeten Eisbergen in Zusammenhang gebracht werden. Wegen der geringeren Ausbreitungs-Geschwindigkeit der Schallwellen in Wasser ($v_p \approx 1.45$ km/sec) müßten deren Epizentren allerdings näher bei der Schelfeis-Kante liegen, als die, die mit dem dafür nicht geeigneten, einfachen Halbraum-Modell errechnet wurden.

III.3.6 LOKALISIERUNGS-FEHLER UND DEREN URSACHEN

Wie bereits erwähnt, können die Fehler-Ellipsen um die errechneten Epizentren nicht so interpretiert werden, daß die wahren Epizentren mit einer bestimmten statistischen Sicherheit auch innerhalb dieser Fehlergrenzen liegen. Die Fehler-Ellipsen sind vielmehr rein formaler, mathematischer Art. Sie haben nur dann eine reale Aussagekraft für die Lokalisierungs-Genauigkeit, falls die festgelegten Einsatzzeiten nur sehr gering fehlerbehaftet sind und das der Lokalisierung zugrunde liegende Geschwindigkeits-Modell nahezu exakt zutrifft. Andernfalls können unter Umständen auch sehr kleine Fehler-Ellipsen über eine völlig falsche Herdbestimmung hinwegtäuschen.

Die Sicherheit der Lokalisierungen kann etwas quantitativ beurteilt werden, indem man einen "Güteparameter" definiert, der verschiedene Lokalisierungs-Kriterien in sich vereinigt. Dieser "Güteparameter", der sicher nicht völlig frei von subjektiven Einflüssen ist, wurde aufgrund eines definierten Punkte-Systems gebildet und kann Werte zwischen 0 und 10 annehmen (unsichere Lokalisierung = 0, richtige Lokalisierung = 10). Bewertungs-Grundlagen waren die Anzahl der benötigten Iterations-Schritte, das mittlere Laufzeit-Residuum und vor allem der Überdeckungsgrad der Fehler-Ellipsen, die sich aus den Lokalisierungen ergeben, die zum einen nur auf P-Einsätzen und zum anderen auch auf Verwendung von S-Einsätzen basieren (auch mit unterschiedlicher Gewichtung der Einsätze). Abbildung 3.12 zeigt die Verteilung der Epizentren, bzw. deren Fehler-Ellipsen von Ereignissen, deren Lokalisierungs-Bewertung einen "Güteparameter" ≥ 3 ergab. Dabei ist bereits eine beträchtliche Anzahl von Ereignissen weggefallen, deren Epi-

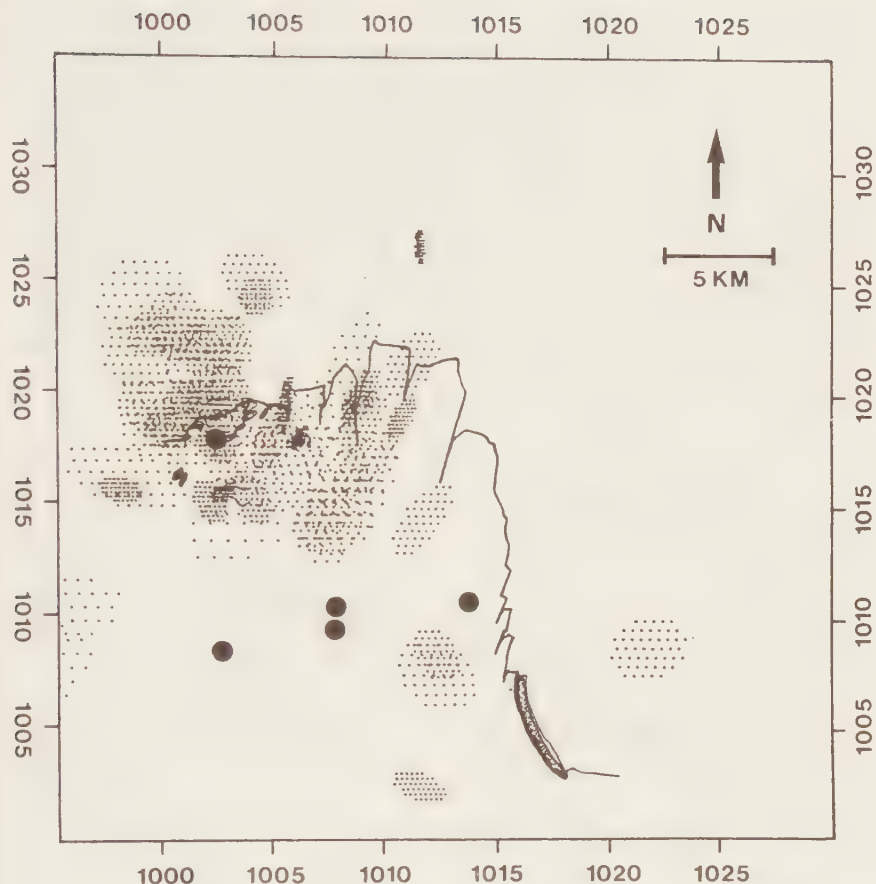


Abb. 3.12: nur Epizentren von Ereignissen, deren Lokalisierung ein "Güteparameter" ≥ 3 zugeschrieben wurde

zentren nördlich der Schelfeis-Kante im Meer liegen würden. Dagegen bleiben Lokalisierungen südlich des Ice-Rises und im Bereich der Inlet-Zonen von der Selektion relativ unbeeinflusst. Die Lokalisierung von Ereignissen innerhalb dieses Gebietes kann damit i.a. als relativ gesichert angenommen werden.

Abbildung 3.13 zeigt von zwei Ereignissen die Hodographen der Horizontal-Komponenten der Ersteinsätze an der Station auf dem Ice-Rise. Die verwendeten Bewertungs-Kriterien ergaben für deren Lokalisierung einen "Güteparameter" von 7, bzw. 8, so

daß allein damit auf eine sichere Herdbestimmung zu schließen ist. Dies kann mit den Hodographen bestätigt werden. Um die Darstellung nicht zu komplizieren, sind die Hodographen an den Stellen der gefundenen Bebenherde eingezeichnet. Bei beiden Ereignissen stimmt die horizontale Bodenbewegung während des Ersteinsatzes sehr gut mit der aufgrund der Lokalisierung zu erwartenden Ausbreitungs-Richtung zur Station ICE überein. In beiden Fällen läßt sich aus den Hodographen eine Kompressions-Bewegung als Ersteinsatz ableiten (Pfeil zeigt in Ausbreitungs-Richtung der Wellen), was auch konsistent ist mit dem positiven Ausschlag auf der Vertikal-Komponente, was einer Bodenbewegung nach oben entspricht (Abb. 3.14). Diese beiden Ereignisse sind damit sehr gut lokalisiert. Bei der Mehrzahl der Ereignisse können dagegen keine solch in sich konsistenten Lokalisierungs-Ergebnisse erhalten werden.

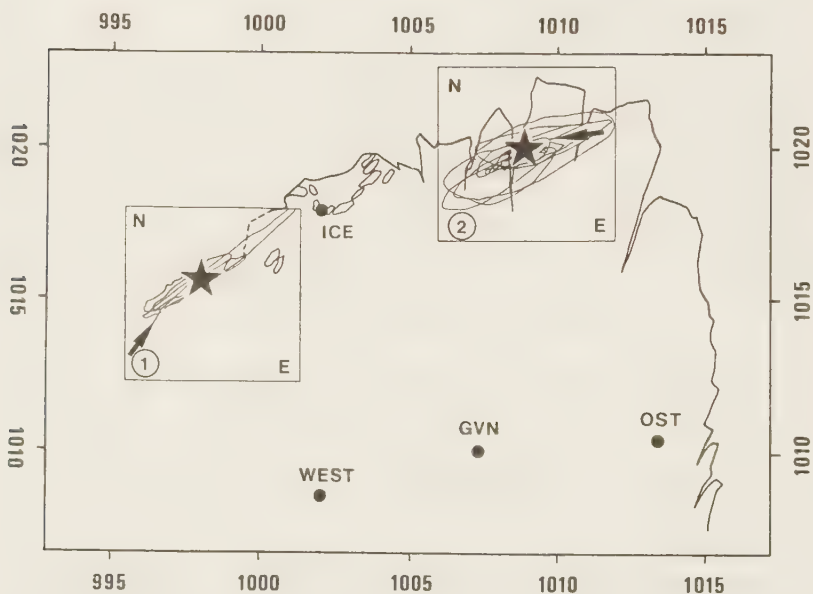


Abb. 3.13: Hodographen der horizontalen Bodenbewegung an der Station ICE für zwei gut lokalisierte Ereignisse; die Hodographen sind an den bestimmten Epizentren eingezeichnet; die Pfeile zeigen die Richtung der horizontalen Bodenbewegung während des Ersteinsatzes an der Station auf dem Ice-Rise an

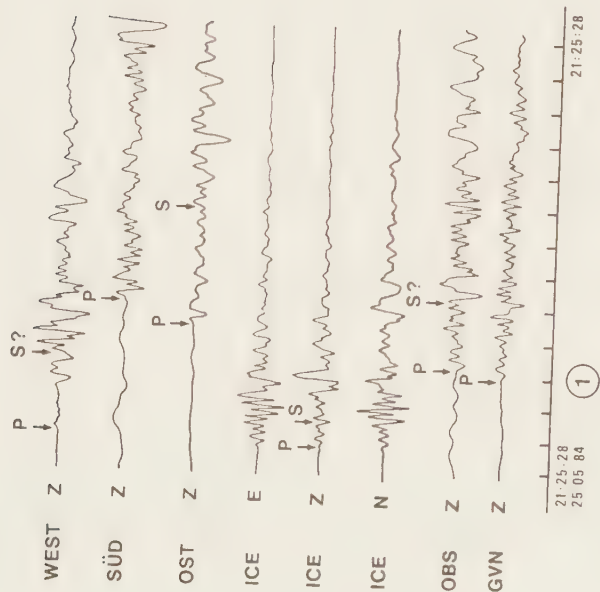
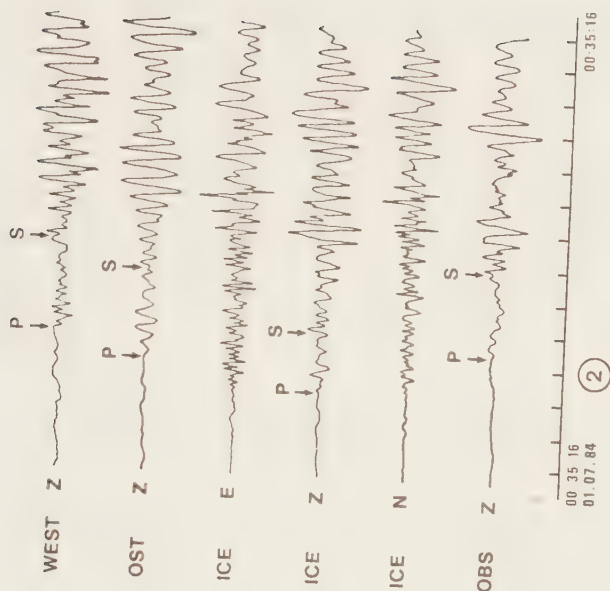


Abb. 3.14: Registrierungen der beiden Ereignisse aus Abb. 3.13; bei beiden Ereignissen konnte der Ersteinsatz an allen Stationen sicher festgelegt werden, S-Einsätze sollten nur beim Ereignis Nr. 2 als relativ gesichert gelten



Mit steigendem "Güteparameter" nimmt die Anzahl der Beben, für die Epizentren nördlich der Schelfeis-Kante errechnet wurden, zwar deutlich ab, doch bleibt immer noch eine relativ große Zahl von Beben übrig, die sich demnach mit "großer Sicherheit" im Wasser ereignet hätten. Diese offensichtliche Fehl-Lokalisierung wird natürlich zu einem großen Teil darin begründet sein, daß vor allem an den entfernteren Stationen der eigentliche Ersteinsatz nicht zu erkennen ist und so eine zu späte Einsatzzeit festgelegt wird. Daraus resultiert natürlich wiederum eine zu große Herdentfernung, so daß die errechneten Epizentren zu weit im Norden liegen (also z.T. im Wasser).

Eine weitere Fehlerquelle für signifikante Fehl-Lokalisierungen kann aus einem nicht oder nur bedingt geeigneten Geschwindigkeits-Modell entstehen. Die Relokalisierung der Testschüsse ergab zwar mit dem gewählten Halbraum-Modell für die Sprengung an der nördlichen Schelfeis-Kante einen noch vertretbaren Lokalisierungs-Fehler. Da die Array-Konfiguration und Array-Ausdehnung von 1984 von der Array-Anordnung abweichen, mit der die Testschüsse registriert und relokalisiert wurden, darf nicht unbedingt die gleiche Lokalisierungs-Genauigkeit erwartet werden. Insbesondere kann nicht unbedingt vorausgesetzt werden, daß das einfache Halbraum-Modell, das eine hinreichend genaue Relokalisierung der Testschüsse ergab, auch für die Lokalisierung bei größerer Array-Ausdehnung anwendbar ist. Mangels anderer Information blieb jedoch nur die Möglichkeit, dieses Modell ebenfalls als Lokalisierungs-Basis für das Array von 1984 zu verwenden.

Im Bereich des Ice-Rises ist die Wellen-Ausbreitung im Eis nicht den Randbedingungen unterworfen, die in den Gebieten der frei schwimmenden Schelfeis-Platte die Wellen-Ausbreitung bestimmen. Die Ankopplung der Eisplatte an den festen Untergrund bewirkt, daß in diesem Gebiet die Ausbreitungsgeschwindigkeit im Eis der des Halbraumes entspricht und nicht durch "Platteneffekte" beeinflusst ist. Dies zeigt deutlich die höhere Ausbreitungsgeschwindigkeit von 3.70 km/sec, die mit den Stationen des Sub-Arrays direkt am Ice-Rise bei der Sprengung an der nördlichen Schelfeis-Kante erhalten wurde (III.3.3). Damit basieren Laufzeit-Berechnungen an der Station auf dem Ice-Rise bei Beben in deren näherer Umgebung auf einer zu niedrigen Ausbreitungsgeschwindigkeit, bzw. bei vorgegebener Laufzeit werden damit zu große, scheinbare Laufwege resultieren. Für die Lokalisierung dieser Ereignisse bedeutet dies, daß deren errechnete Epizentren i.a. in zu großer Entfernung zur Station ICE zu liegen kommen.

Es gibt Hinweise, daß mit dem gewählten Halbraum-Modell mit $c_p = 3.30$ km/sec bei größerer Array-Ausdehnung auch an den übrigen Array-Stationen größere Fehler in der Laufzeit-Berechnung resultieren können.

Abbildung 3.15 zeigt eines der sehr seltenen Ereignisse, bei denen der Ersteinsatz an allen Array-Stationen eindeutig bestimmt werden kann. In Abbildung 3.16 sind noch einmal vergrößert die drei Komponenten der Bodenbewegung an der Station ICE dargestellt. Der Ersteinsatz zeichnet sich sehr deutlich durch eine kompressive Bodenbewegung aus, die nahezu exakt von Nord nach Süd erfolgt. Das Epizentrum des Bebens muß damit genau nördlich der Station ICE liegen.

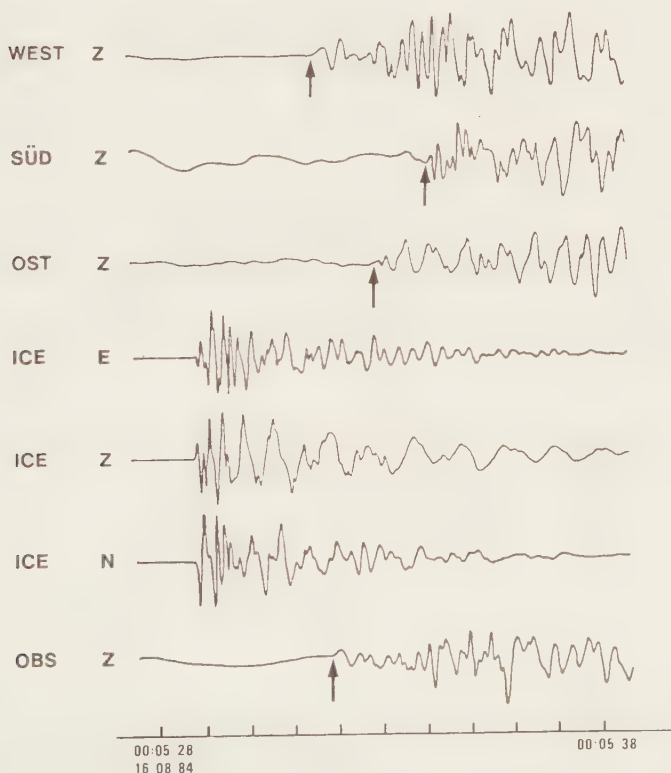


Abb. 3.15: Registrierung eines Ereignisses mit Epizentrum nahe der Eiskante unmittelbar nördlich der Ice-Rise Station

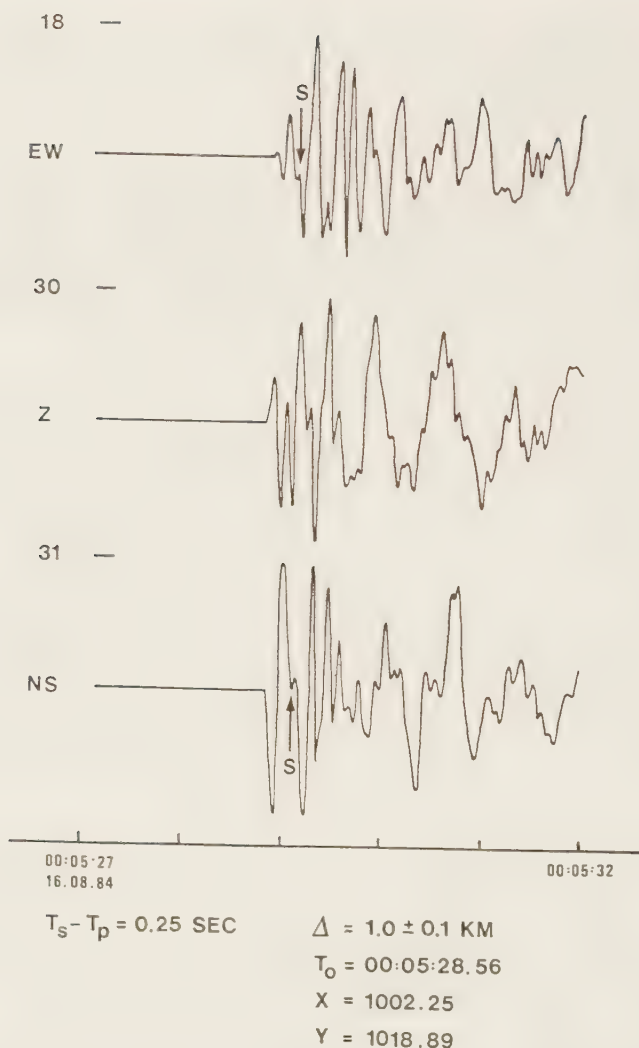


Abb. 3.16: Registrierung des Ereignisses aus Abb. 3.15 an der 3-Komponenten Station auf dem Ice-Rise (Skalierung in $\mu\text{m}/\text{sec}$); der Ersteinsatz zeigt eine Bodenbewegung exakt nach Süden an; angegeben sind die Lokalisierungs-Parameter, die aus dieser Registrierung unter Verwendung des S-Einsatzes bestimmt wurden

Der S-Einsatz kann an der Station am Ice-Rise sicher identifiziert werden. Aus der Differenz-Laufzeit $t_s - t_p = 0.25$ sec kann damit für die Station ICE eine Herdentfernung von $1.0 \text{ km} \pm 0.1 \text{ km}$ bestimmt werden. Das Ereignis muß demnach unmittelbar an der Schelfeis-Kante stattgefunden haben. Eventuell kann es auch mit dem ca. 200 Meter weiter nördlich gestrandeten Eisberg in Beziehung gebracht werden (siehe Abb. 3.1)

Vergleicht man die so bestimmten Herdkoordinaten (1002.0, 1018.9) mit den aus der Array-Lokalisierung resultierenden Koordinaten (1001.6, 1017.0), so kann die Array-Lokalisierung, die damit ein ca. 2 km zu weit südlich gelegenes Epizentrum ergab, noch als gut bezeichnet werden. Die Array-Lokalisierung basierte dabei neben den P-Einsätzen auch auf den an den Stationen OBS, WEST und ICE relativ sicher zu identifizierenden S-Einsätzen (halbe Gewichtung gegenüber den Ersteinsätzen). Wie wichtig für die Lokalisierung dieses Bebens die S-Einsätze sind, kann daraus ersehen werden, daß die Array-Lokalisierung, die nur auf den Ersteinsätzen basiert, ein 80 km (!) nordwestlich gelegenes Epizentrum ergab.

Mit der Einsatzzeit an der Station ICE läßt sich die Herdzeit auf maximal ca. ± 0.05 sec genau festlegen (den Berechnungen lag eine v_p -Geschwindigkeit von 3.70 km/sec und ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.96 zugrunde).

Damit erhält man für die Entfernungen und Ausbreitungsgeschwindigkeiten zu den übrigen Stationen folgende Werte:

OST:	$c_p = 3.18 \text{ km/sec} \pm 0.10 \text{ km/sec}$	(13.9 km)
OBS:	$c_p = 3.27 \text{ km/sec} \pm 0.13 \text{ km/sec}$	(10.8 km)
GVN:	$c_p = 3.30 \text{ km/sec} \pm 0.14 \text{ km/sec}$	(10.7 km)
WEST:	$c_p = 3.39 \text{ km/sec} \pm 0.14 \text{ km/sec}$	(10.4 km)
SÜD:	$c_p = 3.87 \text{ km/sec} \pm 0.09 \text{ km/sec}$	(21.8 km)

Bei der Fehler-Abschätzung wurde neben den Herdfehlern eine Unsicherheit in der Bestimmung des Ersteinsatzes von ± 0.05 sec angenommen.

Mit den Werten der ersten vier Stationen könnte eine geringe Geschwindigkeits-Zunahme von Ost nach West abgeleitet werden. Innerhalb der Fehlergrenzen kann dies aufgrund dieser Geschwindigkeits-Bestimmung jedoch nicht definitiv bestätigt werden. Mit 3.285 km/sec ist der Mittelwert dieser vier Werte nur wenig verschieden von der für das Halbraum-Modell angenommenen Ausbreitungsgeschwindigkeit. Obwohl mit dem bisher vorliegenden Datenmaterial nicht direkt nachgewiesen werden kann, ob bei Ereignissen im Bereich der nordwestlichen Schelf-

eis-Kante für unterschiedliche Azimute auch etwas verschiedene Ausbreitungs-Geschwindigkeiten zu erwarten sind, gibt es dafür einen plausiblen Grund. Es ist anzunehmen, daß der Effekt der Ankopplung der Eisplatte an den festen Untergrund nicht unmittelbar an der Auflagegrenze, der sog. "grounding line" verschwindet, sondern sich abhängig von Wellenlänge und Eismächtigkeit noch in Bereiche fortsetzen wird, in denen die Eisplatte bereits frei schwimmt. Je nach Herdentfernung und Laufweg werden damit unterschiedliche effektive Ausbreitungs-Geschwindigkeiten resultieren, wobei bei Ice-Rise Ereignissen für die West-Station i.a. eine größere effektive Geschwindigkeit zu erwarten ist.

Umgekehrt könnte man damit eine "seismische grounding line" definieren, indem man die Laufwege der Wellen vom Epizentrum am Ice-Rise zu den jeweiligen Stationen auf dem frei schwimmenden Schelfeis in zwei Teil-Laufwege unterteilt, für die die Wellenausbreitung durch unterschiedliche Randbedingungen bestimmt sein soll:

- zum einen in einen Laufweg, bei dem durch das Aufliegen des Eises auf dem festen Untergrund, bzw. durch noch in frei schwimmende Bereiche der Eisplatte hineinreichende Ankopplungs-Effekte die Ausbreitungs-Geschwindigkeit der Wellen (annähernd) der in einem Halbraum entspricht.
- zum anderen in einen Laufweg, bei dem die Ausbreitungs-Geschwindigkeit unbeeinflußt durch Ankopplungs-Effekte allein durch die Randbedingungen der frei schwimmenden Eisplatte bestimmt wird.

Nimmt man als entsprechende mittlere v_p -Geschwindigkeiten 3.70 km/sec, bzw. 3.30 km/sec als real an, so würde mit obigen Daten für die Station WEST die "seismische grounding line" ca. 2.5 km südlich der Eiskante, bzw. ca. 1.5 km südlich des Ice-Rise Anstieges liegen. Dieser Wert erscheint zwar durchaus plausibel, muß jedoch mit den bisher zur Verfügung stehenden Daten vorerst als spekulativ betrachtet werden.

Auffallend ist die hohe Ausbreitungs-Geschwindigkeit, die für die Süd-Station bestimmt wurde.

Diese hohe Geschwindigkeit kann nur dadurch erklärt werden, daß bei dieser Herdentfernung eine aus dem tieferen Untergrund refraktierte Welle vor der direkt im Eis gelaufenen Welle ankommt. Das erklärt auch den deutlich höherfrequenten Ersteinsatz an der Süd-Station im Vergleich zu den Ersteinsätzen an den Stationen OBS, WEST und OST. Damit kann die Wellenausbreitung bei größeren Entfernungen unter Umständen nicht mehr mit dem Halbraum-Modell beschrieben werden. Die meisten Ereignisse wiesen an der Süd-Station jedoch so geringe Amplituden auf, daß der Ersteinsatz meist als direkt gelaufene

Welle zu interpretieren ist. Die Wahrscheinlichkeit, daß ein möglicher refraktierter Ersteinsatz fälschlicherweise als direkt gelaufene Welle in die Lokalisierung mit einbezogen wird, ist damit relativ gering. Da die Ersteinsätze an der Süd-Station ohnehin meist nur unsicher festzulegen waren, d.h. die Gewichtung entsprechend niedrig gewählt wurde, resultiert selbst dann kein besonders gravierender, systematischer Fehler in der Herdbestimmung, falls es sich dabei wirklich um einen refraktierten Einsatz handelt. Außerdem wird es sehr stark vom Herdmechanismus abhängen, ob genügend Energie in den tieferen Untergrund abgestrahlt wird, so daß ein refraktierter Ersteinsatz mit ausreichender Amplitude zu beobachten ist. Möglicherweise handelt es sich bei diesem Beben auch um einen "Sonderfall" (gestrandeter Eisberg ?), dessen Herdmechanismus sich von denen der anderen Beben grundlegend unterscheidet.

Von großer Bedeutung auf die Lokalisierungs-Genauigkeit ist natürlich die relative Lage des Herdes bezüglich der Array-Anordnung. Es ist leicht einzusehen, daß Beben im Bereich der Inlet-Zonen aufgrund der Array-Geometrie genauer und sicherer zu lokalisieren sind als Beben in Umgebung des nordwestlichen Ice-Rises. Die Summe all dieser Fehlereinflüsse und die relativ ungünstige Array-Geometrie bewirken, daß die Lokalisierungen im Bereich des Ice-Rises und westlich davon mit größeren Unsicherheiten behaftet sein müssen. An der Feststellung, daß dieses Gebiet die größte seismische Aktivität aufweist, ändert sich dadurch jedoch nichts.

III.4 MAGNITUDEN-ABSCHÄTZUNG UND MAGNITUDEN-HÄUFIGKEIT

III.4.1 ANMERKUNGEN ZUR MAGNITUDEN-BESTIMMUNG

Für eine reelle Vorstellung über die Stärke der beobachteten Eisbeben, insbesondere für vergleichende Untersuchungen der glazialen Seismizität in verschiedenen Regionen mit unterschiedlichen physikalischen Bedingungen (Schelfeis - Inlandeis), ist eine verlässliche Magnituden-Bestimmung eine notwendige Voraussetzung. Die in der Seismologie übliche Methode zur (relativen) Skalierung der Bebenstärke, die auf C.F. Richter zurückgeht, basiert auf dem Vergleich der maximalen Seismogramm-Amplitude mit der maximalen Amplitude eines Referenz-

Bebens (bei der jeweiligen Herdentfernung). Ohne hier weiter auf die von Richter eingeführte Definition der Lokal-Magnitude M_L und spätere Modifikationen einzugehen, läßt sich damit das Grundproblem bei der Magnituden-Abschätzung von Eisbeben erkennen: der Vergleich mit einem Referenz- oder "Standardbeben" bedingt streng genommen, daß eine lokale Magnitudenskala nur regionale Gültigkeit besitzen kann und, abgesehen von stationsbedingten Einflüssen, abhängig ist von den jeweiligen geologisch-tektonischen Verhältnissen des Bebegebietes.

Insbesondere basiert jede Definition einer lokalen Magnitude darauf, daß die Wellenausbreitung innerhalb der Erdkruste erfolgt, bzw. daß der Untergrund vereinfacht als Halbraum aufgefaßt werden kann. Aus diesem Grunde ist es fraglich, inwiefern solche Magnituden-Abschätzungen für die hier untersuchten Eisbeben bei einer vorwiegend auf die Schelfeis-Platte konzentrierten Wellenausbreitung sinnvolle Ergebnisse liefern können. Dieses Problem muß vorerst offen bleiben. Für eine Abschätzung der Größenordnung der Magnituden und eine erste Untersuchung der Magnituden-Häufigkeits-Relation sollte die herkömmliche Bestimmung der Lokal-Magnitude M_L jedoch eine ausreichend befriedigende Grundlage darstellen.

Eine adäquate Magnituden-Bestimmung oder eine geeignete Definition einer "Schelfeis-Magnitude" werden erst möglich sein, wenn weitere wichtige Herd-Parameter, vor allem seismisches Moment, Spannungs-Abfall und die freigesetzte seismische Energie bekannt sind. Mit dem vorliegenden Datenmaterial ist dies noch nicht möglich.

III.4.2 MAGNITUDEN-ABSCHÄTZUNG

Die Magnituden-Bestimmung im Programm FASTHYPO basiert auf den maximalen Verrückungs-Amplituden S_{max} der S-Wellen (Horizontal-Komponente), die im Programm VISUAL beim Festlegen der S-Einsätze automatisch bestimmt werden. Es wird dabei folgende Formel verwendet (SCHERBAUM und STOLL, 1983):

$$M_L = \text{LOG}(S_{max} \cdot 2800/R(\theta, \phi)) + 0.1 + 1.4 \cdot \text{LOG}(D) \quad (\text{III.9})$$

Dabei sind: S_{max} = maximale horiz. Boden-Verrückung in μm
 $R(\theta, \phi)$ = Abstrahl-Charakteristik
 D = Herdentfernung in km

Für die unbekannte Abstrahl-Charakteristik wird ein Mittelwert von 0.6325 angenommen. Durch die Multiplikation der Bodenbewegung mit dem Faktor 2800, der der Verstärkung eines Wood-Anderson Seismographen entspricht, können die so bestimmten Magnituden auch als äquivalente Wood-Anderson-Magnituden bezeichnet werden.

Da die Magnituden-Abschätzung auf den horizontalen Boden-Verrückungen basiert, an den meisten Array-Stationen jedoch nur Vertikal-Seismometer installiert waren, wurden die bestimmten Maximal-Amplituden mit einem Korrekturfaktor von 2.5 multipliziert (mittleres Verhältnis von horizontaler zu vertikaler Bodenbewegung an beiden 3-Komponenten-Stationen).

Als Ereignis-Magnitude wurde das arithmetische Mittel aus den an den jeweiligen Array-Stationen bestimmten Magnituden definiert. Die Schwankungen der einzelnen Magnituden-Abschätzungen um den Mittelwert betrugen im Mittel ca. 0.2 - 0.3 Magnituden-Einheiten. Die so bestimmten Magnituden-Mittel der 100 lokalisierten Ereignisse variieren im Bereich zwischen minimal Magnitude 0.1 und maximal Magnitude 1.7. Diese Werte scheinen, zumindest was die Obergrenze betrifft, durchaus reell zu sein. Größere Magnituden dürften kaum zu erwarten sein. Es ist eher anzunehmen, daß die abgeschätzten Magnituden noch etwas zu groß sind.

Ein wesentliches Problem bei dieser Magnituden-Abschätzung liegt nämlich in der im Programm VISUAL verwendeten Länge des Seismogramm-Abschnittes, innerhalb dessen die maximale Amplitude der Bodenbewegung gesucht wird. Die zugelassene Fensterlänge ist mit 4 sec so groß, daß bei einigen Ereignissen bereits die den "echten" S-Wellen nachfolgenden Platten-Biegewellen erfaßt werden. Die Magnituden-Abschätzungen ergeben damit aufgrund der größeren Amplituden der Biegewellen zu große Werte. In diesen Fällen müßte dann konsequenterweise eine lokale Oberflächenwellen-Magnitude berechnet werden, für die jedoch erst eine geeignete "Magnituden-Skala" gefunden werden muß.

III.4.3 MAGNITUDEN-HÄUFIGKEITS BEZIEHUNG

Aus vielen Untersuchungen folgt, daß der Zusammenhang zwischen der relativen Häufigkeit N von Erdbeben mit Magnituden innerhalb eines definierten Magnituden-Intervall $M \pm M$, die in einem bestimmten Beben-Gebiet auftreten, durch folgende empirische Beziehung beschrieben wird:

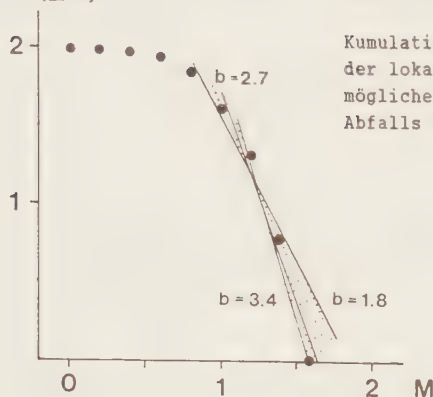
$$\text{LOG } (N) = a - b \cdot M \quad (\text{III.10})$$

Der Faktor b dieser Magnituden-Häufigkeits Relation, der sog. "b-Wert", ist ein charakteristischer Parameter zur Klassifizierung der seismo-tektonischen Verhältnisse der jeweiligen Beben-Region und kann im Bereich zwischen ca. 0.5 und 2.5 variieren (weltweites Mittel ca. 0.9). Obwohl eine eindeutige Interpretation des b-Wertes mit einigen Unsicherheiten behaftet ist, wird allgemein angenommen, daß dieser Parameter mit den im Herdgebiet vorherrschenden Spannungs-Zuständen und der Anzahl von bereits vorhandenen Störungen in Zusammenhang stehen. Kleine b -Werte können so interpretiert werden, daß im Herdgebiet z.B. ziemlich heterogene Spannungs- und Deformations-Verhältnisse vorherrschen, so daß auch stärkere Beben mit größerer Wahrscheinlichkeit zu erwarten sind. Große b -Werte lassen vermuten, daß in der Beben-Region bereits eine größere Anzahl von Störungen und Brüchen vorhanden sind, so daß vorwiegend nur Beben mit kleiner Magnitude auftreten. Aufgrund der reduzierten Detektions-Schwelle bei Eisbeben mit sehr geringen Magnituden ist es sinnvoller, anstelle der in (III.10) angegebenen klassenspezifischen Beben-Häufigkeit die kumulative Magnituden-Häufigkeit ΣN zu verwenden, für die eine äquivalente Beziehung gilt. Die aus dem linearen Abfall von $\text{LOG } (\Sigma N)$ mit zunehmender Magnitude bestimmten b -Werte sind i.a. nur geringfügig verschieden von den nach (III.10) bestimmten und sind in gleicher Weise zu interpretieren.

Abbildung 3.17 zeigt die logarithmische Verteilung der kumulativen Magnituden-Häufigkeit. Die gewählte Klassenbreite von 0.2 Magnituden-Einheiten ist bei der mittleren Abweichung der Einzel-Magnituden vom arithmetischen Mittel von 0.2 - 0.3 Magnituden-Einheiten noch vertretbar. Ab Magnitude 0.8 ist ein ziemlich starker Abfall der Magnituden-Häufigkeit zu beobachten.

LOG (ΣN)

Abb. 3.17:



Kumulative Magnituden-Häufigkeit
der lokalisierten Eisbeben und
mögliche Variation des linearen
Abfalls bei größeren Magnituden

Die 100 lokalisierten Ereignisse bilden noch eine zu geringe Datenbasis, als daß daraus ein statistisch signifikanter b -Wert für den linearen Abfall der Magnituden-Häufigkeits-Beziehung abgeleitet werden könnte. Trotzdem ist aus Abbildung 3.17 zu ersehen, daß für die Magnituden-Häufigkeits-Beziehung der untersuchten Eisbeben ein ungewöhnlich hoher b -Wert im Bereich von minimal ca. 1.8 bis maximal ca. 3.4 zu erwarten ist. Als "beste" Schätzung dieses Parameters könnte in diesem Fall ein Wert von 2.7 angesehen werden. Verglichen mit einem b -Wert von 0.68, den z.B. v.d. OSTEN (1984) für Eisbeben auf dem Schlattenkees, einem temperierten alpinen Gletscher bestimmte, ist dieser Wert um den Faktor 4 größer. Interpretiert man dieses Ergebnis entsprechend der oben erwähnten Vorstellung, so würde dies bedeuten, daß in einer mechanisch beanspruchten Schelfeis-Platte wesentlich mehr Störungen oder Schwachstellen, also potentielle Bruchstellen, vorhanden sein sollten als in einem temperierten Gletscher. Dies steht zumindest nicht im Widerspruch dazu, daß temperiertes Eis am Druckschmelzpunkt bei Deformation ein deutlich besseres Kriechvermögen aufweist als kaltes Eis. Mechanische Spannungen in temperiertem Eis können so leichter abgebaut werden, was sich indirekt in entsprechend niedrigen b -Werten ausdrücken sollte. Kaltes Eis zeigt dagegen ein deutlich spröderes Verhalten, so daß bereits kleinere Spannungen einen Bruchvorgang auslösen können, was wiederum höhere b -Werte impliziert.

III.5 MÖGLICHE HERDMECHANISMEN -- EINFLUSS DER MEERESGEZEITEN

III.5.1 EISBEBEN IM BEREICH DER INLET-ZONEN

Eine direkte Bestimmung der Herdmechanismen, bzw. der Herdflächen-Lösungen ist für die hier untersuchten Eisbeben aufgrund der Array-Geometrie nicht möglich. Deshalb soll versucht werden, aus Plausibilitäts-Betrachtungen und anderen Beobachtungen indirekte Aussagen über vorherrschende Bruchmechanismen abzuleiten.

Für die Eisbeben, die in Umgebung der südlichen Verlängerung der Inlets zu beobachten sind, können mögliche Herdmechanismen allein schon aus der fingerförmigen Auffächerung des Schelfeises abgeleitet werden. In diesem Gebiet muß die Fließbewegung des Eises eine stark divergierende Komponente aufweisen. Die daraus resultierenden Dehnungs-Spannungen im Eis stehen daher in engem Zusammenhang mit der seismischen Aktivität im Bereich der Inlet-Zonen. Da des weiteren im Übergangsbereich zu den Auflagestellen am Ice-Rise die Fließ-Geschwindigkeit des Eises stark abnimmt, müssen auch zunehmende Scherspannungen auftreten. Als Herdmechanismen sind damit i.a. kombinierte Scher-Dehnungs-Brüche anzunehmen, wobei im relativ ungestörten Teil, in größerer Entfernung zum Ice-Rise, vermutlich die Dehnungs-Komponente überwiegen wird.

Sollten die Beben, deren Epizentren innerhalb der Inlet-Öffnungen am nördlichen Schelfeis-Rand zu liegen kamen, völlig richtig lokalisiert sein und nicht aufgrund einer Fehl-Lokalisierung einfach zu weit nördlich bestimmt worden sein, so muß eine andere Erklärung für deren mögliche Herdmechanismen gesucht werden. Die untersuchten Ereignisse wurden alle während des Polarwinters registriert. Während dieser Zeit sind die Inlets zu einem großen Teil von Driftschnee völlig zugefüllt, nur der eigentliche Inlet-Ausgang ist mehr oder weniger nur von Meereis bedeckt. Diese mächtigen Driftschnee-Ansammlungen überdauern, besonders im Inlet-Inneren, auch den kurzen Polarsommer. Sie bilden damit die Basis für eine ständige Akkumulation und können quasi als Akkumulationsfalle bezeichnet werden. Die Inlet-Zonen sind damit nicht völlig eisfrei, sondern werden von einem nach Süden hin an Mächtigkeit immer mehr zunehmenden Schnee- und Firneis-Keil ausgefüllt. Die Schnee- und Eisfüllung wird zwar allmählich mit dem eigentlichen Schelfeis "zusammenwachsen", jedoch wird die Grenz-

fläche aufgrund der unterschiedlichen Eis-Diagenese und Eisschaffenheit eine mechanische Schwachstelle darstellen. Damit erscheint es durchaus plausibel, daß Eisbeben auch direkt innerhalb der Inlets, bzw. an deren seitlicher Begrenzung auftreten können, wobei ähnliche Herdmechanismen zu erwarten sind wie bei Bruchvorgängen im kompakten Schelfeis.

In diesem Zusammenhang sollte noch ein alternativer Bruchmechanismus diskutiert werden. Mit einsetzendem Polarwinter beginnen die während der Sommerzeit eisfreien Inlet-Bereiche allmählich zuzufrieren, wobei die Eisdicke während der ersten zwei bis drei Monate mit maximal ca. 0.5 Meter noch relativ gering ist. Bei langanhaltenden Wetterlagen mit starker Schnee-Verfrachtung können dabei in den Inlets auf dem Meereis sehr schnell Triebsschnee-Ansammlungen von mehreren Metern Mächtigkeit entstehen. Besonders in relativ engen Inlet-Bereichen wird der durch Windpressung verfestigte Schnee sich aufgrund eines "Gewölbe-Effekts" zunächst selbst an den Schelfeis-Flanken abstützen, so daß vorerst kein Absinken der Schneemassen bis zum hydrostatischen Gleichgewicht erfolgen wird. Überschreitet die Akkumulation jedoch einen kritischen Wert, bzw. werden noch andere störende Einflüsse (z.B. Gezeiten) wirksam, so können sich die angesammelten Schneemassen nicht mehr selbst tragen. Es kommt zum Bruch, bei dem auch sehr großflächige Schnee-Ansammlungen momentan absacken können. Dieser Herdmechanismus erscheint vor allem während des beginnenden Polarwinters durchaus vorstellbar.

III.5.2 EISBEBEN IM BEREICH DES NORDWESTLICHEN ICE-RISES, ZUSAMMENHANG MIT DEN MEERESGEZEITEN

Die Frage nach den möglichen und überwiegend vorherrschenden Herdmechanismen bei Eisbeben in Umgebung des nordwestlichen Ice-Rises kann im Gegensatz zu den Beben im Bereich der Inletzonen nicht so plausibel beantwortet werden. Liegt die Ursache dieser Beben prinzipiell in der Fließbewegung des Eises über die Auflagestellen oder sind andere Faktoren, vor allem die Meeresgezeiten in Zusammenhang mit dem Aufliegen der Eisplatte entscheidend für die seismische Aktivität?

Sollte die Bewegung des Eises über die untermeerischen Rücken hinweg die Ursache dieser Eisbeben sein, so müßten eigentlich auch am südöstlichen Ice-Rise, am südwestlichen Ende der Atka-Bucht stärkere Ereignisse zu beobachten sein. Dieses Areal

zeigt jedoch keine größere seismische Aktivität. Allerdings ist die Fließbewegung des Eises hier nahezu parallel zur Streichrichtung des darunter liegenden Felsrückens. Man könnte deshalb daraus schließen, daß durch den langgestreckten, sehr schmalen Rücken die Eisbewegung nicht sonderlich gestört wird, bzw. daß die Bewegung des Eises dabei in einer Art und Weise erfolgt, bei der nur geringe Spannungen an der Grenzfläche Eis-Fels und auch im Eis selbst auftreten können. Ein Indiz für letztere Annahme wäre die starke Zerklüftung des Eises in diesem Bereich, wobei die Spalten sehr gleichförmig angeordnet sind und nur geringe Abstände zueinander aufweisen. im Eis selbst kann damit nicht die nötige Deformations-Energie gespeichert werden, damit beim Bruch genügend seismische Energie abgestrahlt wird.

Zur Klärung der Frage nach den Bruchvorgängen am nordwestlichen Ice-Rise kann die Aseismizität des südöstlichen Ice-Rises damit keinen Beitrag leisten.

Wie bereits einführend in III.1 erwähnt wurde, zeigt die Mikro-Seismizität am nordwestlichen Ice-Rise eine eindeutige Korrelation mit den ozeanischen Gezeiten. Deshalb soll im folgenden untersucht werden, ob ebenfalls eine Korrelation zwischen den Meeresgezeiten und den energetisch stärkeren Eisbeben besteht und wie weit daraus mögliche Herdmechanismen abzuleiten sind.

Mit den 100 lokalisierten Ereignissen kann nur eine relativ geringe statistische Sicherheit in der Korrelations-Analyse erreicht werden. Deshalb wurden auch all jene Ereignisse mit-einbezogen, die aufgrund "abgeschnittener" Ersteinsätze nicht zu lokalisieren waren, deren Epizentren jedoch mit Sicherheit in Umgebung des nordwestlichen Ice-Rises lagen. Es wurden nur solche Beben berücksichtigt, die stark genug waren, so daß auch an den entfernten Stationen OST und SÜD ein von der normalen Bodenunruhe sich noch signifikant abhebendes Signal zu beobachten ist. Damit ist sichergestellt, daß energetisch zu schwache Ereignisse von der Untersuchung ausgeschlossen bleiben. Die Anzahl der innerhalb des bearbeiteten Zeitraumes gefundenen Ereignisse (967) ist groß genug, um eine ausreichende statistische Sicherheit zu gewährleisten. Zudem ist es damit auch völlig ausreichend, für die weitere Untersuchung einfach die Anzahl der innerhalb einzelner Stunden-Intervalle beobachteten Ereignisse heranzuziehen. Abbildung 3.18 zeigt die entsprechende Zeitreihe der Beben-Anzahl pro Stunde.

Die nur geringe Ereignishäufigkeit während der ersten zweieinhalb Monate sollte nicht überinterpretiert werden. Sie ist mit großer Sicherheit nicht kausal mit einer tatsächlich geringeren Seismizität verbunden, sondern vielmehr als Artefakt einer

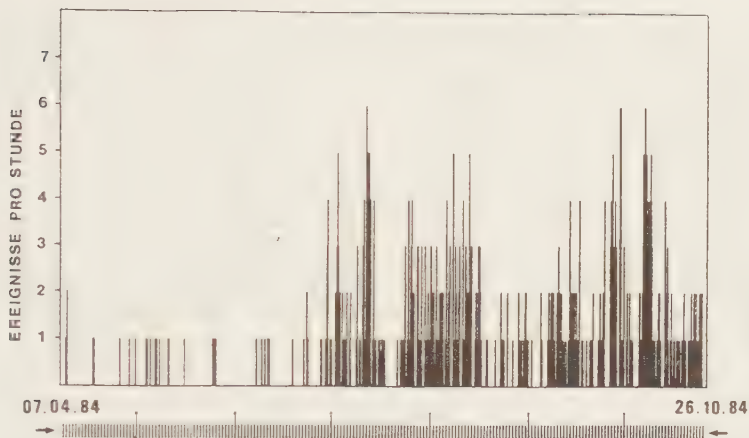


Abb. 3.18: zeitliche Verteilung der beobachteten stärkeren Eisbeben; aufgetragen ist die Anzahl der Beben, die jeweils innerhalb einer vollen Stunde auftraten

Reihe unterschiedlicher Einflüsse zu sehen. So lagen z.B. die Monatsmittel der Windgeschwindigkeit in den Monaten April und Mai mit 11.3 m/sec und 11.2 m/sec deutlich über den Monatsmitteln der anderen Monate, die im Mittel etwa gleich 7.9 m/sec sind (GUBE-LENHARDT, 1987). Die dadurch erhöhte Bodenunruhe reduziert in erheblichen Maße die Detektions-Schwelle der PCM-Aufzeichnung. Des weiteren war während der Monate Mai und Juni eine andere Trigger-Konfiguration eingestellt, bei der die PCM-Registrierung durch Koinzidenz-Triggerung OST-OBS-SÜD ausgelöst wurde. Erst Ende Juni wurde die vom Herdgebiet relativ weit entfernte Station OST, die zudem i.a. durch eine höhere Bodenunruhe mehr gestört war als die anderen beiden Stationen, aus der Trigger-Konfiguration entfernt und durch die herdnähere und auch ruhigere West-Station ersetzt.

Eine signifikante Abhängigkeit der Eisbeben-Aktivität von den Meereszeiten oder eine eventuelle andere vorherrschende Periodizität in der zeitlichen Ereignis-Abfolge sollte bei der Frequenz-Analyse der Ereignishäufigkeit klar zu erkennen sein. Abbildung 3.19 zeigt das berechnete Amplituden-Spektrum der in Abbildung 3.18 dargestellten Ereignis-Zeitreihe. Als Fensterfunktion wurde ein modifiziertes Hanning-Fenster, eine Kombination aus Cosinus-Fenster und Rechteck-Fenster verwendet. Die Flankenbreite des Cosinus-Teils der Fensterfunktion wurde auf 20 % der Zeitreihenlänge festgelegt. Die Wahl der Fensterfunktion ist in diesem Fall von geringer Bedeutung, da nur prinzi-

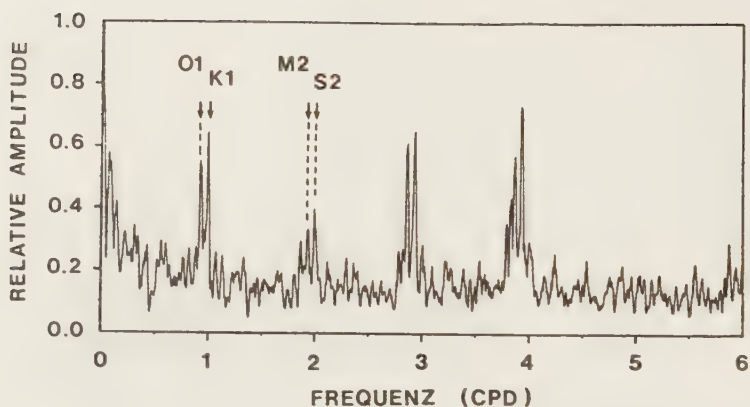


Abb. 3.19: Spektrum der Ereignis-Zeitreihe von Abb. 3.18; ungewöhnlich sind die Maxima bei 3 und 4 CPD, die im Spektrum der Gezeiten-Registrierung fehlen; deutlich zeichnen sich in diesem Spektrum die ganz- und halbtägigen Haupt-Partialtiden O_1 , K_1 , bzw M_2 und S_2 ab

piell nach einer signifikanten Periodizität der Eisbeben-Aktivität gesucht werden soll. Aus diesem Grunde sind in Abbildung 3.19 auch nur relative spektrale Amplituden dargestellt, die auf die Maximal-Amplitude normiert sind. Die Unstetigkeiten und Unregelmäßigkeiten der Zeitreihe, die quasi eine Abfolge von entsprechend der beobachteten Bebenzahl "gekappten" Dirac-Impulsen darstellt, bewirken im Spektrum natürlich einen relativ hohen Rauschpegel. Durch gleitende Mittelung über je 5 Spektraltermine sollte das statistische Rauschen etwas reduziert und das Signal-Noise Verhältnis entsprechend angehoben werden. Trotz des immer noch relativ großen Rauschpegels zeigt die Frequenz-Analyse der Ereignis-Zeitreihe signifikante spektrale Anteile bei 1, 2, 3 und 4 CPD (cycles per day). Demnach muß die Eisbeben-Aktivität in einem kausalen Zusammenhang mit den Gezeiten stehen. Dies läßt sich sehr überzeugend auch daraus erkennen, daß die spektralen "peaks" bei 1 CPD und 2 CPD exakt bei den Frequenzen auftreten, die den Frequenzen der ganztägigen Haupt-Partialtiden O_1 und K_1 , bzw. den halbtägigen Haupt-Partialtiden M_2 und S_2 entsprechen (O_1 ist die ganztägige Haupt-Mondtide, K_1 ist die Deklinations-Tide von Mond und Sonne, S_2 ist die halbtägige Haupt-Sonnentide und M_2 ist die halbtägige Haupt-Mondtide). Diese vier Partialtiden weisen auch im Amplituden-Spektrum der

im Observatorium registrierten Schwere-Änderung die größten Amplituden auf. Ungewöhnlich sind dagegen die sehr großen spektralen Energieanteile bei 3 CPD und 4 CPD, die im eigentlichen Gezeitenspektrum fehlen. Als höhere Harmonische der ganztägigen und halbtägigen "Ereignis-Gezeiten" müssen diese jedoch ebenfalls auf die ozeanischen Gezeiten zurückzuführen sein. Diese höheren Harmonischen müssen in der speziellen Beziehung der Eisbeben-Aktivität zur zeitlichen Variation der Meeresgezeiten begründet sein. Es gilt damit, diese spezielle Beziehung zu suchen, bzw. herauszufinden, wie die Eisbeben-Tätigkeit mit den Gezeiten korreliert ist.

Im folgenden soll die Korrelation zwischen den Gezeiten und der Ereignis-Zeitreihe untersucht werden, um so etwas über die gegenseitige Phasenbeziehung zwischen seismischer Aktivität und Meeresgezeiten aussagen zu können. Für diese Korrelations-Analyse stehen zwar keine Gezeiten-Registrierungen aus der unmittelbaren Umgebung des Ice-Rises zur Verfügung. Nach KOBARG (1986, pers. Mitt.) besteht jedoch praktisch keine Phasendifferenz zwischen den Gezeiten am Ice-Rise und an der GVN-Station, so daß dazu die Registrierungen des Gezeiten-Gravimeters im Observatorium herangezogen werden können. Dabei ist zu berücksichtigen, daß das resultierende Gravimeter-Signal eine Überlagerung unterschiedlicher Ursachen darstellt:

1. den Schwereänderungen, die zum einen direkt durch die Attraktionswirkung der gezeitenerzeugenden Himmelskörper verursacht werden. Zum anderen wird durch die Gezeiten-Kräfte auch die Erde selbst elastisch deformiert, was ebenfalls eine Änderung der Schwerebeschleunigung bewirkt. Diese Schwereänderungen werden als die Gezeiten des festen Erdkörpers oder "body tides" bezeichnet und bilden den direkten Gezeiten-Effekt. Die entsprechenden Schwereänderungen können aus den Bahnparametern von Mond und Sonne und deren Attraktionswirkung auf die Erde theoretisch berechnet werden. Die elastische Deformation der Erde wird dabei mit dem sog. "Gravimeter-Faktor" von 1.16 berücksichtigt.
2. den Schwereänderungen, die aus der von den Gezeiten verursachten Verschiebung der Wassermassen in der Weddell-See und im südlichen Atlantik resultiert. Diese Wassermassen haben einerseits selbst eine Attraktionswirkung, zum anderen wird durch die erhöhte Auflast der Meeresboden elastisch deformiert, so daß auch dies eine periodische Variation im Schwerfeld der Erde bewirkt. Sie werden als Auflastgezeiten oder sog. "ocean loading" bezeichnet und können mit geeigneten Ozean-Modellen abgeschätzt werden.

3. den Schwereänderungen, die aus der gezeitenbedingten Vertikalbewegung der Eisplatte im Schwerfeld der Erde resultieren. Sie sind als die "eentlichen" ozeanischen Gezeiten zu bezeichnen und stellen, ebenso wie die Auflast-Gezeiten, nur einen indirekten Effekt dar.

Für die Untersuchung der Korrelation zwischen Eisbeben-Tätigkeit und den Meeresgezeiten sind nur die Schwereänderungen von Bedeutung, die durch die Vertikalbewegung des Schelfeises im Schwerfeld der Erde verursacht werden. Die Basis der Korrelations-Rechnung bildeten deshalb die stündlichen Mittelwerte der hochpaß-gefilterten Schwereänderungen (Drift-Elimination), von denen die "body tides" und die Auflasteffekte subtrahiert wurden, wobei für die Abschätzung der letzteren das Ozeanmodell von SCHWIDERSKI verwendet wurde (KOBARG, pers. Mitt., 1986).

Die Kreuz-Korrelation $C(\tau)$ zwischen den so korrigierten gezeitenbedingten Schwereänderungen und der Beben-tätigkeit kann nach KNOPOFF (1964) auf einfache Weise berechnet werden, indem die Ereignis-Zeitreihe als eine Serie von von Delta-Funktionen dargestellt wird:

$$C(\tau) = \frac{N}{\sum_{n=1}^N} \int \delta(t - t_n) \cdot g(t - \tau) dt = \sum_{n=1}^N g(t_n - \tau) \quad (\text{III.5})$$

Dabei bedeuten:

t_n	=	Zeit des Bebens (volle Stunde)
$g(t)$	=	Stundenmittel der Schwere
τ	=	Zeitverschiebung (Lag-Parameter)
N	=	Anzahl der Beben

Die Kreuz-Korrelation reduziert sich somit, abhängig vom Lag-Parameter τ , auf eine einfache Aufsummierung der Schwerewerte zur Zeit $t_n - \tau$, also τ Stunden vor oder nach der "Einsatzzeit" der jeweiligen Beben.

Dabei bietet sich noch eine einfache Möglichkeit an, die Korrelation auf deren statistische Signifikanz zu überprüfen, was jedoch bereits aufgrund der Spektral-Analyse der Ereignis-Abfolge eigentlich als überflüssig erscheinen müßte. Man vergleicht diese einfach mit der Korrelation einer Zeitreihe, die durch Zufallszahlen modifiziert wurde. Eine tatsächlich vorhandene Korrelation der Eisbeben-Tätigkeit mit den Meeresgezeiten sollte sich in davon signifikant abweichenden Korrelationswerten bemerkbar machen. Die Ereignis-Zeitreihe wurde dabei

so verändert, daß zu der wirklichen Zeit, zu der die Beben auftraten, eine Zufallszeit addiert wurde, die aus dem Zeitintervall zwischen - 24 und + 24 Stunden "gezogen" wurde. Die (ganzzahligen) Zufallszeiten sind innerhalb des Intervalls von - 24 bis + 24 Stunden gleichverteilt.

Das Ergebnis der Kreuz-Korrelation ist in Abbildung 3.21 dargestellt. Die Korrelation erweist sich erwartungsgemäß als eindeutig signifikant. Die resultierende Korrelations-Funktion $C(\tau)$ sieht einer "mittleren" Gezeiten-Registrierung sehr ähnlich. Bei Zeitverschiebungen bis zu ± 24 Stunden sind je vier ausgeprägte Extrema zu beobachten, die bezüglich der Zeit, zu der das Beben auftrat (Lag-Parameter = 0), punktsymmetrisch verteilt sind. Diese Extrema ragen signifikant über den Bereich hinaus, innerhalb dessen die mit Zufallszeiten erhaltenen Korrelations-Funktionen liegen.

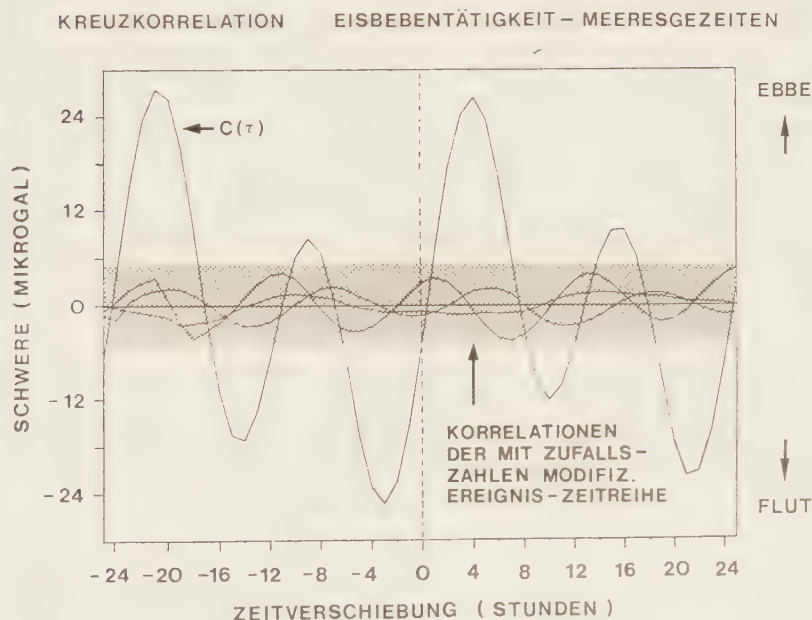


Abb. 3.20: Ergebnis der Kreuzkorrelation zwischen der Ereignis-Zeitreihe aus Abb. 3.18 und der Zeitreihe der Meeresgezeiten; die Korrelationen, bei denen die Ereignis-Zeitreihe mit Zufallszahlen modifiziert wurde, bleiben auf den schraffierten Bereich beschränkt

Ein wichtiges Ergebnis der Kreuz-Korrelation ist, daß bei einem Lag-Parameter $\tau = 0$ die resultierende Korrelations-Funktion, also die Summe aller Schwereänderungen zu der Zeit, zu der die Beben auftraten, nahezu gleich 0 wird. Das bedeutet, daß die beobachteten Eisbeben fast ausschließlich bei Mittelwasser auftreten, mithin zu der Zeit, bei der die registrierten Schwereänderungen entsprechend ihren Null-Durchgang aufweisen. Da ein negativer Lag-Parameter eine Verfrühung der Beben, ein positiver Lag-Parameter dagegen eine Verspätung der Beben gegenüber einer bestimmten Gezeitenphase bedeutet, müßte aus Abbildung 3.20 zunächst geschlossen werden, daß die Eisbeben im Mittel ca. 4 Stunden nach Ebbe und ca. 3 Stunden vor Flut auftreten (Schwereminimum = Flut, Schweremaximum = Ebbe). Der Schluß, daß die Eisbeben-Aktivität verstärkt während des Übergangs von Ebbe nach Flut auftritt, ist jedoch so nicht korrekt. Sollte dem wirklich so sein, so müßten wesentlich höhere Werte für die Korrelations-Funktion resultieren, da die Amplituden der gezeitenbedingten Schwereänderungen bis ca. 200 μgal betragen können. Die Absolutwerte der Korrelations-Extrema bleiben jedoch alle unter ca. 25 μgal . Daraus muß geschlossen werden, daß auch beim Übergang von Flut nach Ebbe eine erhöhte Eisbeben-Tätigkeit zu beobachten sein muß. Bei der Berechnung der Korrelations-Funktion werden damit, aufgrund der sich zeitlich nur langsam ändernden Amplituden der Schwerebeschleunigung, zwar annähernd gleiche Schwerewerte aufsummiert. Diese Werte unterscheiden sich aber im Vorzeichen, da im Idealfall damit zeitlich nur um eine halbe Wellenlänge vorangeschritten wird. Nur so können die niedrigen Werte der Korrelations-Funktion erklärt werden.

In Abbildung 3.21 ist ein geeignet ausgewähltes Zeitintervall dargestellt, das diesen Sachverhalt verdeutlicht. Daraus ist klar ersichtlich, daß die Eisbeben-Tätigkeit fast ausschließlich auf den Wechsel von Ebbe nach Flut und umgekehrt beschränkt bleibt. Während der Höchst- und Niedrigst-Wasserstände ist praktisch keine stärkere seismische Aktivität zu beobachten.

In Abbildung 3.21 sind die durch die Schelfeis-Vertikalbewegung verursachten Schwereänderungen in Höhenänderungen umgerechnet. Die nur durch das Anheben und Absenken der Eisplatte bedingten Variationen der Schwerebeschleunigung setzen sich aus zwei einander entgegen wirkenden Anteilen zusammen. Zum einen resultiert allein aus der Vertikalbewegung des an die Eisplatte gekoppelten Gravimeters im Schwerfeld der Erde eine Variation der registrierten Schwerebeschleunigung. Zum anderen bewirken die unter dem Schelfeis ein- und ausfließenden Wassermassen eine zusätzliche, entgegengesetzte Schwereän-

EREIGNISSE PRO STUNDE

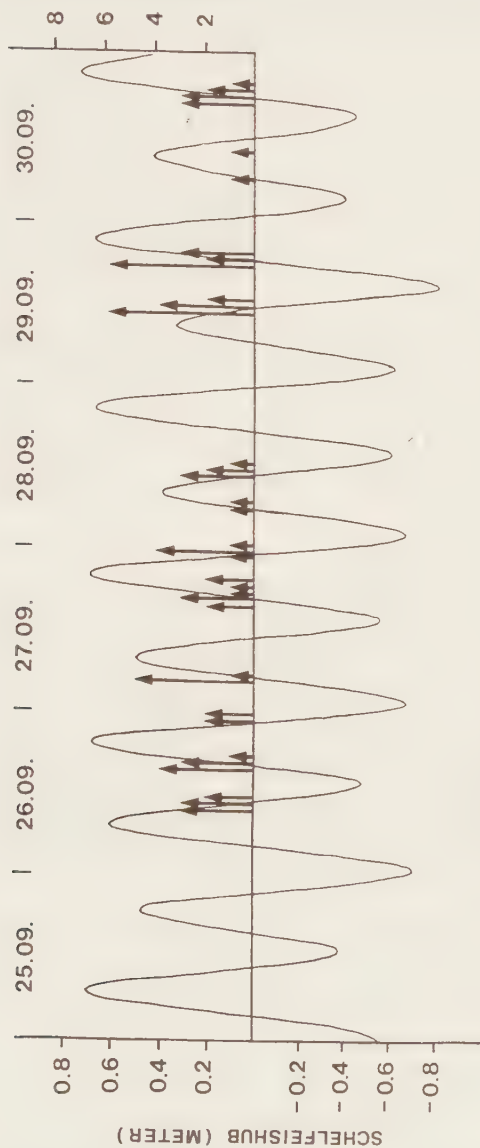


Abb. 3.21: ausgewähltes Intervall der Ereignis-Zeitreihe in Abb. 3.18;
es ist deutlich zu erkennen, daß die Eisbeben ($\uparrow$) vorwiegend
zu Zeiten des Mittelwasserstandes auftreten

derung, die mit der Gleichung der Bouguer-Korrektur berechnet wird. Schwereänderung Δg und Schelfeishub Δh sind damit über folgende Beziehung miteinander verknüpft:

$$\Delta g = \Delta h \cdot \left(\frac{\delta g}{\delta z} \right) \bigg|_R + 2\pi \cdot \rho_w \cdot G \cdot \Delta h \quad (\text{III.6})$$

Dabei bedeuten: $\left(\frac{\delta g}{\delta z} \right) \bigg|_R$ = Vertikalgradient des Schwerefeldes an der Erdoberfläche
 ρ_w = Dichte des Meerwassers
 G = Gravitationskonstante

Für das Ross-Schelfeis geben WILLIAMS und ROBINSON (1979) für den Schelfeishub folgende Beziehung an, die auch hier Verwendung fand:

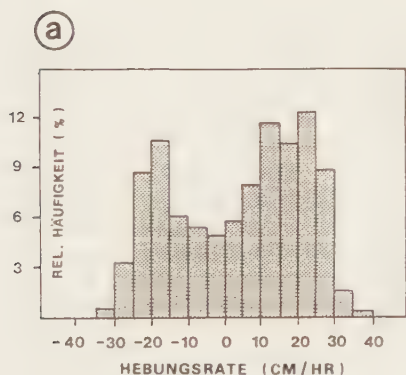
$$\Delta h \text{ (cm)} = -0.3765 \cdot \Delta g \text{ (}\mu\text{gal)} \quad (\text{III.7})$$

In Umgebung des nordwestlichen Ice-Rises treten stärkere Eisbeben damit vorwiegend zu den Zeiten auf, während der sich die frei schwimmende Eisplatte gerade annähernd ihrer mittleren Gleichgewichtslage bei Mittelwasser befindet. Bei einer sinoidalen Schwingung wie der Vertikalbewegung der Schelfeis-Platte erreicht die Schwing-Geschwindigkeit zur Zeit des Nulldurchgangs ihren Maximalwert. Dies bedeutet, daß die seismische Aktivität am Ice-Rise auf einen kinematischen Effekt zurückzuführen sein muß, der im folgenden näher untersucht werden soll. Ein möglicher stick-slip Herdmechanismus bei der Fließbewegung des Eises über die bremsende Ice-Rise Barriere hinweg muß daher zumindest für die stärkeren Eisbeben in diesem Bereich ausgeschlossen werden.

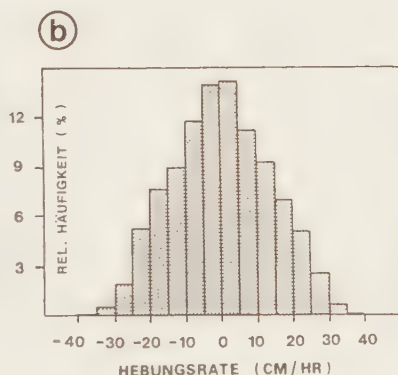
Wäre sowohl beim Anheben, als auch beim Absenken der Schelfeis-Platte mit den Meereszeiten die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Eisbeben gleich, so müßte bei der großen Anzahl der Eisbeben eine Korrelations-Funktion resultieren, die für alle Lag-Parameter τ nur wenig von Null verschieden sein würde. Sie wäre somit nicht signifikant von den mit Zufalls-Zeiten erhaltenen Korrelations-Funktionen zu unterscheiden. Die "erwartungsgemäß" signifikante Korrelation ist aus dieser Sicht damit nur dem "glücklichen" Umstand zu verdanken, daß beim Anheben der Eisplatte mit einsetzender Flut eine größere seismische Aktivität zu erwarten sein muß als beim Absenken der Eisplatte mit ablaufendem Wasser.

Um einer Klärung dieses kinematischen Effektes näherzukommen, ist es notwendig, den Zusammenhang zwischen der Ereignishäufigkeit und der Vertikalgeschwindigkeit oder Hebungsrate der Eisplatte zu untersuchen. In Abbildung 3.22 a) ist die relative Häufigkeit aller beobachteten Eisbeben in Abhängigkeit von den momentan vorherrschenden Hebungsraten dargestellt. Als "momentane" Hebungsrate $\delta h / \delta t$ wurde dabei näherungsweise der mittlere Differenzen-Quotient aus dem Schelfeishub einer Stunde vor und einer Stunde nach der Zeiten des Bebens definiert, wobei die Zeit des Bebens wieder nur mit der vollen Stunde angegeben ist. Diese einfache Differenz-Bildung ist zwar in Umgebung der Höchst- und Niedrigst-Wasserstände etwas ungenau, jedoch ist diese Ungenauigkeit im statistischen Mittel zu vernachlässigen.

Es ergibt sich dabei eine Häufigkeits-Verteilung, die annähernd als Überlagerung von zwei Normal-Verteilungen beschrieben werden kann. Die beiden Maxima der Verteilung liegen fast symmetrisch zueinander bei mittleren Hebungsraten von ca ± 20 cm/hr. Deutlich ist zu erkennen, daß bei positiven Hebungsraten mehr Eisbeben beobachtet wurden als bei negativen Hebungsraten.



VERTEILUNG DER EISBEBEN



VERTEILUNG DER HEBUNGSRATEN

Abb. 3.22: a) Verteilung der beobachteten Eisbeben-Häufigkeit in Abhängigkeit von der Hebungsrate

b) Verteilung der Hebungsraten während des gesamten Beobachtungs-Zeitraums vom 07.04.84 - 26.10.84

Die Abhängigkeit der Beben-Verteilung von der Hebungsrate wird deutlicher, wenn man die Verteilung der Hebungsraten betrachtet. Abbildung 3.22 b) zeigt die relativen Häufigkeiten, mit der bestimmte Hebungsraten während des gesamten Beobachtungs-Zeitraumes auftraten. Es zeigt sich, daß geringe Hebungsraten überwiegen, während zu höheren Beträgen hin die Verteilung symmetrisch bezüglich des Nullpunkts linear abnimmt.

Durch Normierung der beobachteten Beben-Verteilung auf die Verteilung der Hebungsraten kann damit eine "relative Beben-Wahrscheinlichkeit" für eine bestimmte Hebungsrate definiert werden. Diese "normierte Beben-Wahrscheinlichkeit" gibt an, um wieviel mal wahrscheinlicher ein Eisbeben zu Zeiten mit großen Hebungsraten-Beträgen erwarten ist gegenüber Zeiten, zu denen sich die Eisplatte gerade nur langsam auf oder ab bewegt. Sie sagt so noch nichts über die "absolute" Wahrscheinlichkeit aus, mit der bei einer definierten Hebungsrate ein Eisbeben tatsächlich auftreten kann. Deshalb ist die in Abbildung 3.23 dargestellte relative Beben-Wahrscheinlichkeit nur mit einer rein formalen Skalierung versehen, bei der der niedrigsten Beben-Wahrscheinlichkeit der Wert 1 zugewiesen wurde (mathematisch würde eine Wahrscheinlichkeit 1 einem sicheren Eintreten eines Ereignisses entsprechen).

NORMIERTE EISBEBEN-WAHRSCHEINLICHKEIT

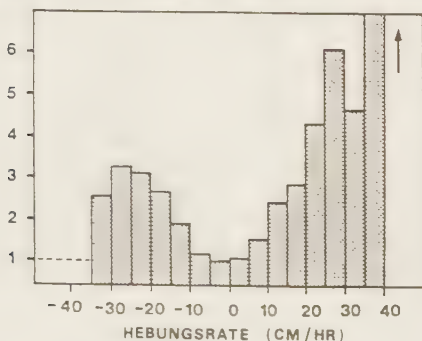


Abb. 3.23:

mit zunehmendem Betrag der Hebungsrate ist mit einer größeren Beben-Wahrscheinlichkeit zu rechnen

Daraus folgen zwei wichtige Ergebnisse:

1. beim Wechsel von Ebbe nach Flut (positive Hebungsraten) ist generell mit einer größeren Beben-Wahrscheinlichkeit zu rechnen als umgekehrt.
2. mit zunehmendem Betrag der Hebungsraten ist ein signifikanter Anstieg der Beben-Wahrscheinlichkeit zu beobachten.

III.5.3 DEHNUNGSBRÜCHE AUFGRUND VON ERMÜDUNGS-ERSCHEINUNGEN?

MIKRO-SEISMIZITÄT AM ICE-RISE ALS RESULTAT EINES SUBKRITISCHEN WACHSTUMS VON MIKRO-RISEN?

Wie können diese Ergebnisse interpretiert werden und welche Aussagen können daraus über das Bruchverhalten von Eis, bzw. den vorherrschenden Herdmechanismus abgeleitet werden?

Aufgrund der speziellen Gezeiten-Abhängigkeit muß ein direkter Zusammenhang zwischen der seismischen Aktivität und der Bewegung des Eises über die untermeerische Felsbarriere hinweg ausgeschlossen werden. Andernfalls müßte gerade bei Ebbe eine erhöhte Bebenstätigkeit zu beobachten sein, bzw. es dürfte keine Abhängigkeit der Bebenhäufigkeit von der Hebungsrate zu beobachten sein.

Somit müssen die stärkeren Eisbeben im Bereich des Ice-Rises auf Spannungen und Deformationen innerhalb der Eisplatte zurückzuführen sein, die aus dem Durchbiegen der Eisplatte in Umgebung der Auflagestellen, der sog. "hinge zone", resultieren. Insbesondere muß dabei die durch die Gezeiten bedingte zyklische Variation dieses Durchbiegens einen entscheidenden Einfluß auf Bruchvorgänge im Eis bewirken.

Es gibt eine Reihe von Autoren, die sich mit dem Biegeverhalten von Schelfeisen und schwimmenden Gletschern, den dabei auftretenden Spannungen und Deformationen und deren gezeitenbedingten Variationen (tidal bending) befassen (z.B. HOLDSWORTH, 1977, HOLDSWORTH, 1982, LINGLE et al., 1981). Deshalb soll hier nicht weiter versucht werden, Modellrechnungen für die im Bereich der hinge zone möglichen Spannungs- und Deformationszustände innerhalb der Eisplatte durchzuführen. Um ein realistisches Modell zu entwickeln, das das ziemlich komplexe stress-strain Regime in Umgebung des Ice-Rises adäquat beschreiben kann, müßte eine Vielzahl von Parametern berücksichtigt werden, die bisher nicht oder nur ungenügend bekannt sind. Einige dieser unbekannten Größen sind z.B. die Topographie des Untergrundes, auf dem die Eisplatte aufliegt, der Grad der bereits vorhandenen Zerklüftung des Eises, der die "effektive" Plattendicke bestimmt und auch die viskoplastische Fließbewegung des Eises, die in Umgebung des Ice-Rises räumlich stark variieren kann.

HOLDSWORTH (1977) hat für unterschiedliche geometrische Querschnitte des Untergrundes an den Auflagenstellen die Lage der Biegelinie und die dabei wirkenden Spannungen für ein linear-

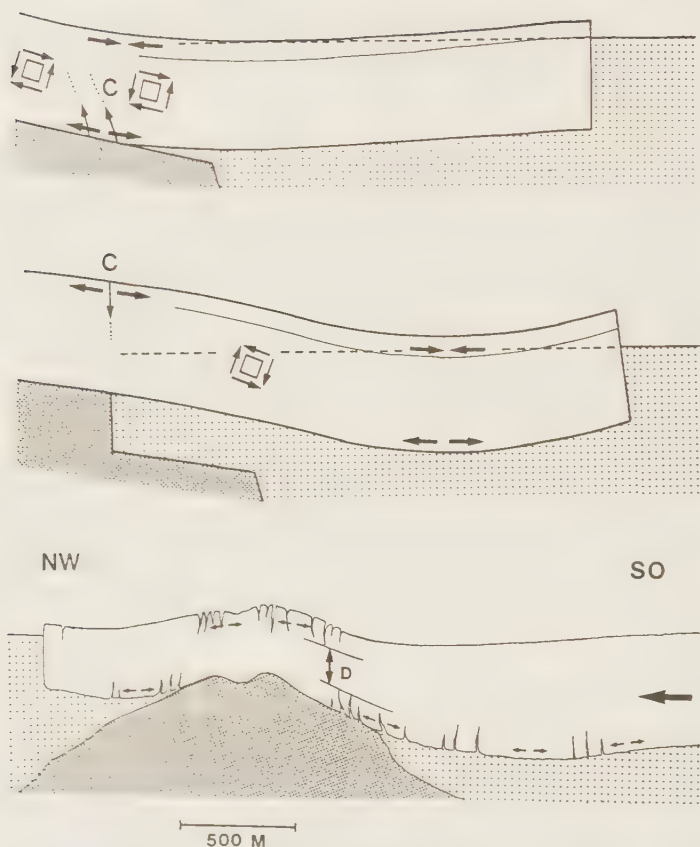


Abb. 3.24: die beiden oberen Modelle zeigen schematisch das Durchbiegen einer aufschwimmenden Eisplatte in Abhängigkeit von der Geometrie der Auflagefläche (hinge zone); die Pfeile zeigen an, an welchen Stellen die Ober-, bzw Unterseite der Eisplatte den größten Spannungen (Dehnung oder Kompression ausgesetzt ist; die Pfeile an den kleinen Vierecken zeigen die Orientierung der Scherspannungen in der neutralen Fläche an; wahrscheinliche Bruchstellen sind mit c gekennzeichnet (aus HOLDSWORTH, 1977)

das untere Modell könnte für die Verhältnisse am Ice-Rise als realistisch angesehen werden (etwa 5-fach überhöht); D kennzeichnet die effektive Plattendicke

elastisches Eis untersucht. Abbildung 3.24 zeigt schematisch das Durchbiegen einer aufschwimmenden Eisplatte für zwei Untergrund-Modelle, die für den Bereich des nordwestlichen Ice-Rises als durchaus realistisch angenommen werden können (siehe Modell-Vorstellung eines NW-SE orientierten Querschnittes etwas östlich der Ice-Rise Station, Abb. 3.1). Diese beiden Modelle zeigen, daß in der unteren Hälfte der Schelfeis-Platte unterhalb der sog. neutralen Mittelfläche beim Durchbiegen nur Dehnungs-Spannungen auftreten können. Oberhalb der neutralen Fläche kann die Eisplatte, abhängig vom Neigungswinkel der Auflagefläche und von der Höhe der (fiktiven) Schwimm-Gleichgewichtslinie (an der hinge line) über dem mittleren Wasserstand, sowohl gestaucht als auch gedehnt werden. Die spezielle Geometrie der Auflagestellen bestimmt die Randbedingungen bei der Lösung der Biege-Gleichung und damit die entsprechenden Spannungen und Deformationen. Die neutrale Fläche selbst wird weder gestaucht noch gedehnt. Innerhalb der Platte steigen die Normalspannungen (Druck- oder Zugspannungen) mit zunehmendem Abstand von der neutralen Fläche linear an.

Es ist problematisch, aus solchen Berechnungen, insbesondere wenn sie wie bei HOLDSWORTH auf einer rein linear elastischen Deformation des Eises basieren, auf die im Eis tatsächlich auftretenden Spannungen zu schließen. Für eine rein elastische Eisplatte mit einer Dicke von 200 m, vergleichbar dem Ekström-Schelfeis, kann für die rein elastischen Normalspannungen ein Variations-Intervall von ca. 0.2 - 1.0 MPa (1 MPa = 10 bar) als realistisch angesehen werden. Man muß sich jedoch bewußt sein, daß bei Berücksichtigung des viskoplastischen Verhaltens von Eis die Spannungen deutlich niedriger sein können. Ebenfalls schwer abzuschätzen ist, wie weit die viskoplastische Relaxation durch den "Schub" der "nachrückenden" Eismassen wieder kompensiert wird. Mit dem Durchbiegen der Eisplatte wird das Eis auch Scherspannungen ausgesetzt, die im wesentlichen vertikal, bzw. horizontal ausgerichtet sind. Die Werte der Scherspannungen sind jedoch i.a. nahezu eine Größenordnung kleiner als die der zur Schelfeis-Oberfläche parallelen Normalspannungen (HOLDSWORTH, 1977).

Für die überwiegende Mehrzahl der hier untersuchten Eisbeben müssen deshalb Dehnungsbrüche als dominierende Herdmechanismen angenommen werden. In den Bereichen, in denen innerhalb der Eisplatte aufgrund der Fließbewegung stärkere Scherspannungen auftreten, bzw. in denen das Eis stärkerer Kompression ausgesetzt ist, sind zwar auch andere Herdmechanismen denkbar. Da die Bruchfestigkeit von Eis bei Dehnung (tensile strength) gegenüber Kompression und Scherung deutlich geringer ist

(gegenüber Kompression um einen Faktor 2 bis 4, abhängig von Eisstruktur, Temperatur und Deformationsrate, siehe z.B. MILLER, 1982), sollten andere Herdmechanismen jedoch die Ausnahme darstellen.

Ein zusätzliches Indiz für das Vorherrschen von Dehnungsbrüchen ist, daß an allen Array-Stationen die überwiegende Zahl der Ersteinsätze eine kompressive, nach oben gerichtete Bodenbewegung aufweist. Bei einem ausschließlich dilatanten Bruchvorgang muß dies für alle Abstrahlrichtungen erfüllt sein.

Intuitiv würde man damit erwarten, daß Eisbeben zu den Zeiten auftreten, an denen die Eisplatte maximal durchgebogen ist, also bei Ebbe oder Flut. Insbesondere würde man dies erwarten, wenn die Schelfeis-Platte im Bereich der hinge zone bereits "statisch" durchgebogen ist. Mit der Annahme, daß durch dieses "statische" Durchbiegen das Eis schon bis nahe an dessen Bruchfestigkeit beansprucht sei, sollte eigentlich schon eine relativ geringe, gezeitenbedingte Über-Spannung ("overstress") ausreichen, um einen Bruch auszulösen.

Abschätzungen der zyklischen Spannungs- und Deformations-Variationen mit den Gezeiten sind ähnlichen Unsicherheiten unterworfen wie die Berechnung des "statischen" Spannungs-Verformungs Regimes an den Auflagestellen. Bei einer einseitig fest eingespannten, rein elastischen Schelfeis-Platte mit einer Mächtigkeit von 200 m sollte nach HOLDSWORTH (1977) bei einer Gezeiten-Amplitude von 0.5 m die maximale Spannung an den Einspann-Stellen etwa gleich 0.335 MPa sein. LINGLE et al. (1981) leiteten aus Messungen auf dem Jakobshavn-Gletscher (West-Grönland) bei einer "effektiven" Dicke von 210 m und einer Gezeiten-Amplitude von ca. 0.4 m eine maximale Spannung von 0.46 MPa ab. Dabei wurden auch Viskoplastizität und Verformungs-Härtung, das sog. "strain hardening", berücksichtigt. Als Randbedingung wurde angenommen, daß der Gletscher fest mit der begrenzenden Fjord-Wand verbunden ist ("clamped boundary"). Die Spannungen längs der Gletscher-Oberfläche sind damit an dieser Einspannstelle maximal. Eine eigene Abschätzung, bei der eine an der hinge line momentenfrei gelagerte, schwimmende Eisplatte ("Einpunkt-Biegeversuch") angenommen wurde, ergab bei einer angenommenen Differenz von 1 m zwischen Mittelwasser und Ebbe ein Spannungs-Maximum von 0.375 MPa. Bei dieser Lagerung der Platte tritt das Spannungs-Maximum in einem Abstand von 1 km zur hinge line auf (Elastizitätsmodul $E = 8.0 \text{ GPa}$, Poissonzahl $\nu = 0.35$, Ableitung der Biegegleichung z.B. in BREKHOVSKIKH und GONCHAROV, 1985).

Unabhängig davon, wie die Eisplatte am Ice-Rise aufliegt, kann damit bei den an der GVN-Station beobachteten Gezeiten-Amplituden mit einer maximalen Spannungs-Variation von ca. 0.3 - 0.5 MPa gerechnet werden.

Der zusätzliche "overstress" ist damit nicht verschwindend klein gegenüber der Zugfestigkeit von Eis, für die ein mittlerer, typischer Wert von ca. 1.5 MPa werden kann (z.B. HOBBS, 1974). Damit dürfte die oft beobachtete Verzögerungszeit, die verstreicht, bis nach Aufbringen eines zusätzlichen "overstresses" der Bruchvorgang eintritt, nicht sehr groß sein. Auch unter Berücksichtigung einer eventuellen Verzögerung müßten die Eisbeben bei dieser Vorstellung trotzdem vornehmlich während des Gezeiten-Maximums oder Minimums auftreten. Gerade das Gegenteil ist zu beobachten.

Die beobachtete Phasenbeziehung zwischen seismischer Aktivität und Meeresgezeiten kann plausibel erklärt werden, indem man die Bruchvorgänge auf Ermüdungs-Erscheinungen ("fatigue failure") des Eises zurückführt, die durch die stete zyklische Belastung verursacht werden.

Nimmt man an, daß der für Ermüdungsbrüche relevante Bereich größter zyklischer Deformation der Eisplatte auf eine Breite von nur 100 Meter beschränkt bleibt, so würde es z.B. bei der südlich des Ice-Rises beobachteten Fließgeschwindigkeit von ca. 40 Metern pro Jahr 2.5 Jahre dauern, bis dieser Bereich durchlaufen ist. Bei den vorherrschenden halbtägigen Gezeiten würde dies bedeuten, daß während dieses Zeitraumes das Eis innerhalb dieser am stärksten beanspruchten Zone ca. 1800 Biegezyklen ausgesetzt war.

Viele Untersuchungen der Bruchfestigkeit von Gesteinen zeigten (z.B. COSTIN, 1987), daß bei zyklisch wechselnder uniaxialer Belastung der Proben über einen langen Zeitraum hinweg eine zunehmende Abnahme der Bruchfestigkeit aufgrund von Ermüdungs-Erscheinungen festzustellen ist. Nachdem Eis als monomineralisches Gestein aufgefaßt werden kann, sollten bisherige Erkenntnisse über die Bruchmechanik von Gesteinen und anderen (spröden) Materialien prinzipiell auch auf Eis übertragbar sein. Diese Analogie kann jedoch aufgrund der ausgeprägten Viskoplastizität des Eises, bedingt durch die hohen homologen Temperaturen, in einigen Punkten auch wesentlichen Einschränkungen unterworfen sein.

Aufgrund einer Vielzahl von experimentellen Befunden und analytischen Untersuchungen gilt es als gesichert, daß die makroskopisch erkennbaren Bruch-Mechanismen eines Materials, insbesondere die Zeitabhängigkeit, in direktem Zusammenhang stehen mit der Ausbildung von Mikro-Rissen und deren Wachstum.

Das Entstehen und Anwachsen von Mikro-Rissen bedeutet eine Minimierung der zu leistenden Deformations-Arbeit, die durch die Existenz von bereits vorhandenen Rissen begünstigt wird. Mögliche Ursachen für eine Reiß-Ausbildung sind lokale Spannungs-Konzentrationen an bereits vorhandenen makroskopischen Rissen oder Störungen ("flaws"), Porenräume, unterschiedliche elastische oder thermische Eigenschaften zwischen benachbarten Körnern oder an Korngrenzen blockierte Dislokationen. Bei weiter andauernder Belastung des Materials können sich diese Mikro-Risse weiterentwickeln, bzw. es können weitere entstehen. Diese Mikro-Reiß Entwicklung, das sog. "subcritical crack growth", das in der klassischen Griffith'schen Bruchmechanik nicht berücksichtigt ist, bedeutet noch keinen eigentlichen, makroskopischen Bruchvorgang. Erst wenn eine kritische Mikro-Reiß Dichte erreicht ist, kann es durch lawinenartiges Anwachsen der Mikro-Risse zur Bruchauslösung kommen, wobei sich viele Mikro-Risse aneinanderreihen und so einen makroskopischen Reiß entstehen lassen.

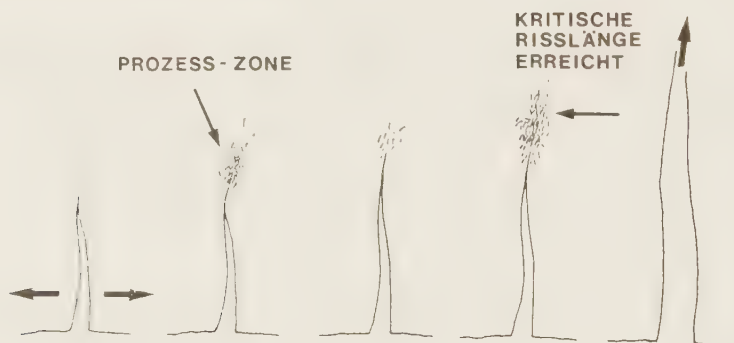


Abb. 3.25: schematische Darstellung der diskutierten Reiß-Entwicklung:

Anfangsstadium (1) sei ein bereits vorhandener Reiß, dessen Ausdehnung noch zu gering ist, als daß ein "katastrophaler" Bruch stattfinden könnte. Die Dehnungs-Beanspruchung, der das Material ausgesetzt ist, bewirkt, daß innerhalb der Prozeß-Zone immer mehr Mikrorisse entstehen (2). Die Mikrorisse treten irgendwann untereinander in Verbindung und bewirken eine makroskopische Reißausweitung (3). Bei bleibender Beanspruchung wird sich dieser Vorgang weiter abspielen (3) (4), bis schließlich eine kritische Reißlänge erreicht ist und der "katastrophale" Bruch stattfindet (5)

Abbildung 3.25 zeigt schematisch, wie sich nach dieser Vorstellung ein Dehnungsbruch innerhalb der Schelfeis-Platte entwickeln kann. An der Schelfeis-Unterseite, die einer konstanten Dehnungsspannung ausgesetzt sei, sei z.B. bereits ein kleinerer Makro-Riß vorhanden. Solange die Rißausdehnung gering ist, liegen noch stabile, bzw. metastabile Verhältnisse vor. Zu einem "katastrophalen Bruch", zum momentanen Aufreissen der Schelfeis-Unterseite kann es nur kommen, wenn die Rißlänge L einen bestimmten kritischen Wert erreicht. In der Terminologie der Bruchmechanik ist dies äquivalent dazu, daß der sog. "stress intensity factor" K_I , der die Spannungsverteilung in Umgebung der Rißspitze (crack tip) abhängig von der Rißgeometrie beschreibt, einen kritischen Wert K_{Ic} überschreitet. Der "stress intensity factor" K_I ist, bei gleichbleibender Rißgeometrie, proportional zu $\sqrt{L}$. Der Wert K_{Ic} bezeichnet die "eigentliche" Bruchfestigkeit oder "fracture toughness" eines Materials.

Innerhalb der sog. "Prozeß-Zone" in Umgebung des crack-tips kommt es durch Mikro-Riß Wachstum zu einer allmähliche Ausweitung des Risses, die unter Umständen auch durch eine Abfolge kleinerer Makro-Brüche vor sich gehen kann. Erst wenn die kritische Rißlänge erreicht ist, kommt es zum eigentlichen, katastrophalen Bruch, der als Eisbeben registriert werden kann.

Diese Vorstellung des Bruchvorgangs steht in gutem Einklang mit den in III.5.2 erhaltenen Ergebnissen, bzw. die daraus gezogenen Schlüsse lassen sich auch durch Labor-Untersuchungen bestätigen:

1. Die Konzentration der Eisbeben-Tätigkeit auf die Zeit während der Gleichgewichtsflut ist mittelbar auf eine zu dieser Zeit stark erhöhte Wachstumsrate von Mikro-Rissen zurückzuführen. Makro-Risse, die noch stabil sind, können während dieser Zeit eine schnelle Rißausdehnung erfahren, bis die kritische Länge erreicht wird und der momentane, "katastrophale" Bruch eintritt.
2. Die erhöhte Wachstumsrate der Mikro-Risse steht in direktem Zusammenhang mit der zeitlichen Änderung der Spannungen und Deformationen, denen das Eis ausgesetzt ist. Während des "Nullldurchgangs" der Eisplatte erreichen Spannungs- und Deformationsrate ihre Extremalwerte. Mit zunehmender Geschwindigkeit, mit der sich diese Parameter ändern, muß ein entsprechender Anstieg Mikro-Riß Ausbildung einhergehen. Dies erklärt den annähernd linearen Anstieg der in III.5.2 definierten relativen Eisbeben-Wahrscheinlichkeit mit zu-

nehmendem Betrag der Hebungsrate, was einer Amplitudenzunahme der Spannungs- und Deformationsrate äquivalent ist. Labor-Experimente bestätigen dies. LIU und MILLER (1979) konnten z.B. bei Versuchen zur Rißaufweitung an Eisproben zeigen, daß die Bruchfestigkeit von Eis mit zunehmender Geschwindigkeit, mit der die Eisprobe belastet wurde, deutlich abnimmt. Dies ist gleichbedeutend mit einer erhöhten Wachstumsrate der Mikro-Risse. Zyklische Belastungs-Experimente an Gesteinsproben ergaben nach SCHOLZ und KOCZYNSKI (1979), daß die Wachstumsrate von Mikro-Rissen eine ansteigende Funktion der Differenz zwischen maximaler und minimaler Spannungs-Amplitude ist.

Übertragen auf das periodische Durchbiegen der Schelfeis-Platte ist dieses Ergebnis äquivalent der Zunahme der relativen Beben-Wahrscheinlichkeit mit zunehmendem Tidenhub. Bei sehr geringen Spannungs- und Deformationsraten kann dagegen die Mikro-Riß Ausbildung stark reduziert werden, indem die lokale Spannungs-Konzentration in Umgebung des crack-tips durch plastisches Fließen abgebaut wird. Bei Eis kann solch eine Spannungs-Relaxation im wesentlichen auf das sog. "basal gliding" zurückgeführt werden, bei der sich die Eiskristalle durch Dislokationen entlang der Basis-Ebene relativ leicht plastisch deformieren lassen ("easy glide direction").

3. Positive Hebungsraten bedeuten ein Anheben der frei schwimmenden Schelfeis-Platte, so daß im Bereich der hinge zone die untere Hälfte der Eisplatte zunehmend gedehnt wird (siehe Modell-Vorstellung in Abbildung 3.24). Die während des Wechsels von Ebbe nach Flut auftretenden Eisbeben müssen damit im wesentlichen auf die Unterseite der Eisplatte beschränkt bleiben. Für den steileren Anstieg der relativen Beben-Wahrscheinlichkeit mit zunehmenden positiven Hebungs-raten können mehrere mögliche Ursachen angeführt werden:

- Die höheren Eistemperaturen an der Schelfeis-Unterseite bedingen eine generell geringere Bruchfestigkeit des Eises (z.B. LIU und MILLER, 1979).
- Das subkritische Rißwachstum in der Prozeß-Zone kann durch einen thermalen Schock forciert werden, wenn bei einer weiteren, längeren makroskopischen Öffnung eines bereits vorhandenen Risses plötzlich wärmeres Meerwasser in den Riß eindringt. Nach GOLD (in HOBBS, 1974) reicht dabei ein Temperatursprung von 6° C aus, um die Ausbildung von Mikro-Rissen zu initiieren.

-- In einen Riß eingedrungenes Meerwasser kann unter Umständen, besonders nachdem der Riß eine größere Ausweitung erfahren hat, an den kälteren Rißwänden gefrieren und die vorher erfolgte Öffnung dadurch wieder teilweise schließen. Die beim Gefrieren ausgeschiedenen Salzlaugen-Taschen bewirken eine Reduzierung der Bruchfestigkeit des wieder zugefrorenen Rißbereiches, so daß eingeprägte Schwachstellen die Folge sein werden. Diese Schwachstellen können bei einem der nächstfolgenden Biegezyklen bereits bei relativ geringer kinematischer Beanspruchung wieder zu einem Bruchvorgang führen.

4. Mit ablaufendem Wasser beim Übergang von Flut nach Ebbe sollte die Eisplatte im wesentlichen nur direkt am Ice-Rise einer zunehmenden Dehnung ausgesetzt sein (siehe Modell-Vorstellung in Abb. 3.24). Die Bruchvorgänge sollten dabei nur auf die obere Hälfte der Eisplatte beschränkt bleiben. Die geringere Bebenhäufigkeit beim Absenken der Schelfeis-Platte

kann zum einen damit erklärt werden, daß Bereiche, wo die Eisplatte an der Oberseite gedehnt wird, flächenmäßig gegenüber den Bereichen zurückstehen, in denen Dehnungsspannungen an der Unterseite der Platte auftreten. Zum anderen erscheint es plausibel, daß die allgemein starke Zerklüftung der Ice-Rise Rücken nicht nur auf unmittelbare Oberfläche beschränkt bleibt, sondern sich auch in größere Tiefen fortsetzen wird. Die Eisplatte wird dadurch ähnlich einem Faltenbalg "weicher", so daß ein weiteres Durchbiegen auch ohne größere Bruchvorgänge ablaufen kann (Reduzierung der effektiven Plattendicke). Des weiteren fehlen die unter Punkt 3 erwähnten Einflüsse, die an der Schelfeis-Unterseite eine geringere Bruchfestigkeit verursachen können.

Die Interpretation dieser Ergebnisse zeigt damit, daß das Bruchverhalten von Eis ganz entscheidend von kinematischen Prozessen beeinflusst wird. Als wesentlicher Gesichtspunkt ist dabei festzuhalten, daß Ermüdungs-Erscheinungen des Eises, die zu einem "fatigue failure" führen, eine wichtige Rolle spielen. Inwiefern permanente "statische" Spannungen und Deformationen darauf Einfluß haben, in diesem Fall verursacht durch das Aufliegen der Schelfeis-Platte, muß offen bleiben. Nachdem auch frei schwimmende Gletscher vielfach stark zerklüftet sind (z.B. Nordenskjöld Eiszunge, Mt. Erebus Gletscher-Zunge), muß daraus geschlossen werden, daß bereits die geringen Spannungen, die allein aus dem viskosen Kriechen des Eises resultieren, ausreichen, einen Ermüdungsbruch auszulösen.

Mit diesen Ergebnissen kann auch die direkt am Ice-Rise beobachtete Mikro-Seismizität plausibel erklärt werden. Aus Abbildung 3.2 ist ersichtlich, daß an der Station auf dem Ice-Rise die Maxima der Bodenunruhe mit den ansteigenden Flanken der Gezeitenregistrierung korreliert sind. Die Bodenunruhe auf dem Ice-Rise erreicht damit ebenfalls einen Maximalwert, wenn die Vertikal-Geschwindigkeit der Eisplatte maximal wird. Auffallend ist dabei, daß dieser Effekt nur bei ablaufendem Wasser zu beobachten ist und auch dies nur bei jedem zweiten Zyklus. Während des nachfolgenden Wechsels von Flut nach Ebbe, der i.a. mit einer deutlich geringeren Höhenänderung der frei schwimmenden Eisplatte verbunden ist, wurde kein Anwachsen der Bodenunruhe beobachtet.

Die zeitliche Korrelation der seismischen Unruhe mit dem (momentanen) mittleren Wasserstand schließt aus, daß diese aus einer stick-slip Bewegung des Eises über die Ice-Rise Barriere hinweg resultiert. Nimmt man z.B. an, daß eine bei höherem Wasserstand vorwiegend gleitende Eisbewegung mit fallendem Wasserstand immer mehr in eine stick-slip Bewegung übergeht und bei Ebbe schließlich vollends zum Stillstand kommt, so müßte der umgekehrte Prozeß auch bei auflaufendem Wasser stattfinden.

Es liegt deshalb nahe, die erhöhte Bodenunruhe direkt als Resultat eines subkritischen Rißwachstums zu interpretieren. Ob es sich dabei um das Aufbrechen oder weitere Anwachsen "echter" Mikrorisse handelt, oder ob bereits kleinere Makrobrüche stattfinden, ist dabei unerheblich. Abbildung 3.26 zeigt ein typisches Beispiel der am Ice-Rise beobachteten Mikro-Beben.

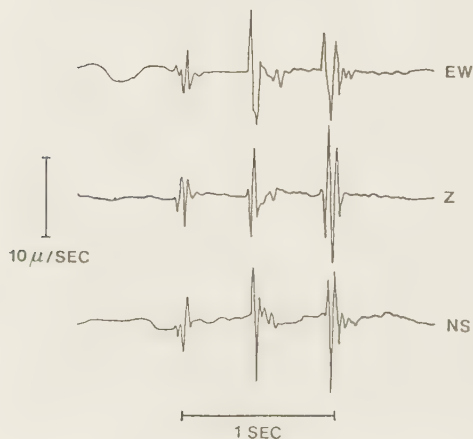


Abb. 3.26:

Mikro-Eisbeben am
Ice-Rise als Folge
eines "subkritischen
Rißwachstums" ?

Die dargestellten Mikro-Eisbeben traten exakt in der Mitte zwischen Ebbe und Flut auf. Aus der Signalform dieser Ereignisse läßt sich leicht erkennen, daß nur ein "leichtes Knacken" im Eis die Ursache sein kann. Damit sind diese Kleinst-Ereignisse durchaus zu vergleichen mit den sog. "akustischen Emissionen", die bei einer Reihe von Belastungs-Versuchen an verschiedenen spröden Materialien festgestellt wurden (z.B. COSTIN, 1987). Allgemein wird angenommen, daß "akkustische Emissionen" auf das Entstehen oder die plötzliche Erweiterung von Mikro-Rissen zurückzuführen sind. Dies zeigt einmal mehr, daß Bruchvorgänge in Eis und anderen spröden Materialien, z.B. Gesteinen, durch eine Reihe von analogen, charakteristischen Merkmalen gekennzeichnet sind.

Akzeptiert man diesen Analogie-Schluß, so könnte man auch erklären, warum bei dem einem Unruhe-Maximum jeweils nachfolgenden Zyklus keine entsprechend erhöhte Bodenunruhe mehr zu beobachten ist. Periodische Belastungs-Experimente an verschiedenen Materialien zeigten, daß bei gleichbleibender Spannungs-Amplitude die "akkustischen Emissionen" bereits während des ersten Zyklus ein Maximum erreichten. Bei den nachfolgenden Belastungs-Zyklen wurde dagegen nur mehr eine deutlich geringere Aktivität beobachtet. Erst bei weiterer Erhöhung der Spannungs-Amplitude zeigen die "akkustischen Emissionen" wieder einen signifikanten Anstieg. Dieses Phänomen wird als "Kaiser-Effekt" bezeichnet. Die während des ersten Zyklus erzeugten Mikro-Risse bewirken damit eine momentane Material-Erweichung, so daß das Material bei den folgenden Belastungs-Zyklen "nachgiebiger" reagieren kann und die weitere Entwicklung der Mikro-Risse damit reduziert wird (sog. "compliance"). Der Kaiser-Effekt könnte damit auch die spezielle Gezeiten-Abhängigkeit der Mikro-Seismizität am Ice-Rise erklären. Dabei muß jedoch eine entscheidende Grundvoraussetzung erfüllt sein. Die entstandenen Mikro-Risse müssen nach relativ kurzer Zeit wieder soweit "verheilt" sein, so daß bei den folgenden Zyklen mit den höheren Spannungs- und Deformations-Amplituden wiederum ein neues Mikro-Riß Wachstum beginnen kann. Aufgrund der plastischen Eigenschaften von Eis sollte dafür eine relativ geringe Zeitkonstante zu erwarten sein. Solange die Prozesse, die das Schließen von Mikro-Rissen bewirken, nicht oder nur ungenügend bekannt sind, insbesondere deren Zeitabhängigkeit, muß dies jedoch vorerst als Spekulation betrachtet werden. Die Frage, ob der Kaiser-Effekt auch bei der zyklischen Belastung von Eis zu beobachten ist, läßt sich nur mit Labor-Experimenten klären.

Die Untersuchung von Eisbeben kann damit mit dazu beitragen, weitere Kenntnisse über die bestimmenden Mechanismen bei Bruchvorgängen in Eis zu erlangen. Ergebnisse von Laborversuchen, die i.a. relativ abhängig von den jeweiligen experimentellen Voraussetzungen und den physikalischen Parametern des Probenmaterials sind (Korngrößen-Verteilung, Textur), können somit auch darauf hin geprüft werden, ob sie unabhängig von diesen Einschränkungen auch bei realen Verhältnissen für einen breiteren Bereich Gültigkeit besitzen. In mancher Hinsicht kann die Untersuchung der glazialen Seismizität auch als Labor-Experiment in größerem Maßstab unter natürlichen Umweltbedingungen bezeichnet werden. Deshalb sollten bei weiteren Untersuchungen der Seismizität in Umgebung des Ice-Rises auch die im Eis auftretenden Spannungen und Deformationen, sowie deren gezeitenbedingte Variationen mit erfaßt werden. Damit sollte es möglich sein, detailliertere Ergebnisse über die Bruch-Mechanismen in Schelfeisen zu erhalten.

Zum Abschluß dieses Kapitels soll ein Auszug aus einer Arbeit von SWITHINBANK (1957) zeigen, welche charakteristischen, subjektiv wahrnehmbaren Erscheinungsformen die Eisbeben-Tätigkeit im Bereich einer hinge zone kennzeichnet:

" ... for the tidal movement of the ice sheet could always be heard, at any rate during some of the hours in any twelve. There were loud reports like rifle shots every few seconds, some far, some near, and a few sounding as if they came from the ice directly beneath the tent. The shock of the nearest could often be felt, and the bubble of a theodolite gave a slight jump. More frequent cracking sounds interspersed the loud reports, and together they provided a more or less continuous barrage of sound. Their intensity was fairly constant over short periods, but it was only at a maximum for about an hour. Sounds became steadily less frequent after that, and the last was heard about four hours after the first. The ice was then silent for several hours, after which the whole cycle began again. Periods of maximum activity were about twelve hours apart. This fact alone was sufficient to establish the tidal origin of these sounds, and it appeared that the hour of maximum activity came with each falling tide and lay midway between its upper and lower culminations."

KAPITEL IV: DIE ERFASSUNG DER GLOBALEN SEISMIZITÄT AN DER GEORG-VON-NEUMAYER STATION UND STANDORTBEDINGTE BESONDERHEITEN

IV.1 SEISMOGRAMM-AUSWERTUNG

Im Rahmen dieser Arbeit wurden alle Analog-Registrierungen der Überwinterungsjahre 1982 bis 1984, sowie alle digitalen PCM-Aufzeichnungen der Jahre 1982 und 1984 auf teleseismische Ereignisse hin untersucht. Die entsprechenden Herd-Parameter wurden den ISC-Bulletins entnommen (INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTRE, 1982 - 1984). Da diese monatlichen ISC-Bulletins erst mit einer Verzögerung von 2 Jahren erscheinen, reicht der tatsächlich analysierte Zeitraum allerdings nur vom 01.04.82, dem Beginn der routinemäßigen Aufzeichnungen, bis zum 30.09.84. Die Gründe für die Verwendung der ISC-Bulletins sollen im Hinblick auf die Untersuchung von Laufzeit-Residuen kurz dargestellt werden.

Für die Untersuchung teleseismischer Laufzeit-Residuen sind möglichst geringe Fehler in den Herd-Parametern von entscheidender Bedeutung (siehe Kapitel VI). Die in den ISC-Bulletins veröffentlichten Herd-Parameter sind gegenüber den PDE-Lokalisierungen (PRELIMINARY DETERMINATIONS OF EPICENTERS) des National Earthquake Information Service (NEIS) des U.S. Geological Survey als exakter anzusehen. Dies liegt vor allem daran, daß die ISC-Lokalisierungen i.a. auf einer weitaus größeren Zahl von gemeldeten Einsatz-Zeiten basieren. Hierbei werden auch Beobachtungen von Stationen berücksichtigt, die nicht an den U.S. Geological Survey gemeldet wurden und erst mit einiger zeitlicher Verzögerung am ISC-Rechenzentrum eintreffen. Die ISC-Bulletins sind aus diesem Grunde auch als sehr viel vollständiger zu betrachten, da sie aufgrund eines sehr aufwendigen Analyse-Verfahrens gegenüber den PDE-Listings ca. 2.5 mal so viele lokalisierte Ereignisse aufweisen (ADAMS et al., 1982).

Ausschlaggebend für die Verwendung der ISC-Bulletins war jedoch, daß darin auch die Einsatz-Zeiten aller meldenden Stationen angegeben sind. Dadurch wurde die Möglichkeit geschaffen, auch andere Antarktis-Stationen in die Residuen-Untersuchungen miteinzubeziehen.

Die möglichst exakte Bestimmung des Ersteinsatzes in den Seismogrammen ist von entscheidender Bedeutung für Residuen-Untersuchungen. Die Genauigkeit, mit der der Ersteinsatz festgelegt

werden kann, ist vom Frequenz-Gehalt und dem Signal-Noise Verhältnis abhängig. PAKISER und STEINHART (in AKI und RICHARDS, 1980, Seite 579) geben für den Fehler ΔT des Ersteinsatzes folgende Beziehung an:

$$\Delta T = (W \cdot \text{LOG}_2 (1 + S^2 / N^2))^{-1}$$

Dabei bedeuten:

- W = Bandbreite des Signals
- S = mittlere Signal-Amplitude
- N = mittlere Noise-Amplitude

Legt man den meisten an der GVN-Station registrierten Erdbeben eine mittlere spektrale Bandbreite von 3 Hz und für die erste Wellengruppe unmittelbar nach dem Ersteinsatz ein Signal-Noise Verhältnis von 3:1 zugrunde, so ergibt sich damit ein Fehler der Einsatz-Zeit von 0.1 sec. Bei einem Schreiber-Vorschub von 120 mm/min kann eine Ables-Genauigkeit von ± 0.2 mm entsprechend ± 0.1 sec durchaus gewährleistet werden.

Größere Fehler-Einflüsse resultieren dagegen aus individuellen Fehl-Interpretationen des Ersteinsatzes. Diese Fehler-Einflüsse konnten jedoch durch Vergleich mit den entsprechenden PCM-Aufzeichnungen, die gegebenenfalls noch geeignet gefiltert wurden, weitgehend unterdrückt werden. Selbst in Registrierungen, die durch sehr starke Bodenunruhe gestört sind, war es meist möglich, einen an allen PCM-Array-Stationen kohärenten Ersteinsatz festzulegen. Zahlreiche Beben mit sehr geringen Amplituden, die auf den Analog-Registrierungen leicht zu übersehen sind, konnten so aufgrund der oft sehr ausgeprägten Signal-Kohärenz zwischen den jeweiligen Stations-Aufzeichnungen und deren Einsatz-Zeiten sicher festgelegt werden (siehe Beispiel der NTS-Kernsprengung in Abb. 4.1).

Eine permanente Nachsteuerung der Uhren durch Zeitzeichen-Sender (wie z.B. DCF) ist in der Antarktis wegen der allgemein schlechten und oft schwankenden Empfangsbedingungen nicht möglich. Die Synchronisation der Uhren erfolgte deshalb in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen, abhängig von den jeweiligen Empfangs-Bedingungen, meist mit dem zu bestimmten Sendezeiten von Radio Norddeich ausgestrahlten Zeitzeichen. In der Regel übertraf die maximale Abweichung nur selten mehr als ca. 0.5 sec den Gang der Uhren erwies sich als sehr konstant. Die Gang-Korrektur der Einsatz-Zeiten konnte deshalb ohne Fehler durch lineare Interpolation der jeweiligen Uhrzeit-Abweichungen bestimmt werden.

Einige typische Seismogramm-Beispiele sind in Abbildung 4.1 dargestellt.

Abb. 4.1: einige Registrier-Beispiele
von an GVN erfaßten Erdbeben

IV.2 GEOGRAPHISCHE VERTEILUNG DER REGISTRIERTEN ERDBEBEN

In Abbildung 4.2 sind in eine azimutal-äquidistante Projektion die Epizentren aller registrierten Erdbeben eingetragen, deren Epizentral-Distanz zur GVN-Station kleiner als 100° ist. Projektionspol in dieser Darstellung ist die GVN-Station. Deutlich zeichnen sich in dieser Darstellung die Plattengrenzen der antarktischen Platte als seismisch aktive Zonen ab. Von einigen wenigen Ausnahmen abgesehen bleibt die Erdbeben-Tätigkeit in der antarktischen Platte nur auf schmale Bereiche entlang dieser Plattenränder beschränkt. Außerdem können auch noch andere sog. "divergierende" Plattengrenzen, z.B. der mittel-atlantische Rücken, der Carlsberg-Ridge im Indik oder der West-Chile-Rise im südöstlichen Pazifik aufgrund ihrer Seismizität erkannt werden. Jedoch wird deren Verlauf durch die geringere Anzahl an registrierten Ereignissen nicht so deutlich nachgezeichnet.

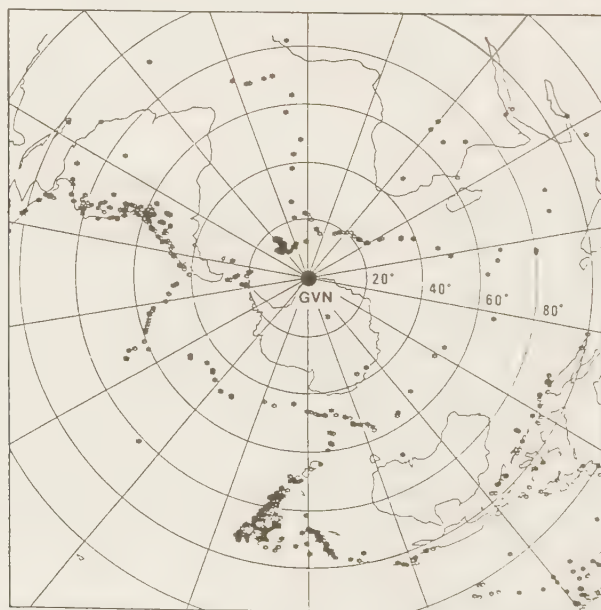


Abb. 4.2: geographische Verteilung der registrierten Erdbeben; azimutal-äquidistante Projektion mit GVN als Projektions-Pol (Kreise um die GVN-Station sind die geometrischen Orte gleicher Epizentral-Distanz)

Die Mehrzahl der Herde aller erfaßten Ereignisse im Entfernungsbereich bis 100° (ca. 80 %) lag im Bereich von Subduktions-Zonen, also an den sog. "konvergierenden" Platten-grenzen. Im wesentlichen sind dies der Andengürtel, der South Sandwich Inselbogen, der Bereich der Neuen Hebriden und die Fidschi-Tonga-Kermadec Region. In Abbildung 4.3 sind die Herdtiefen der registrierten Erdbeben gegen das Azimut der Ankunfts-Richtung an der GVN-Station aufgetragen. Diese Darstellung hat fast den Charakter eines "Linien-Spektrums" und zeigt sehr deutlich, in welchem schmalen Azimut-Intervall die einzelnen Subduktions-Zonen seismisch zu beobachten sind. Die maximalen Tiefen der Bebenherde in diesen Regionen lassen sich darin sehr schön erkennen.

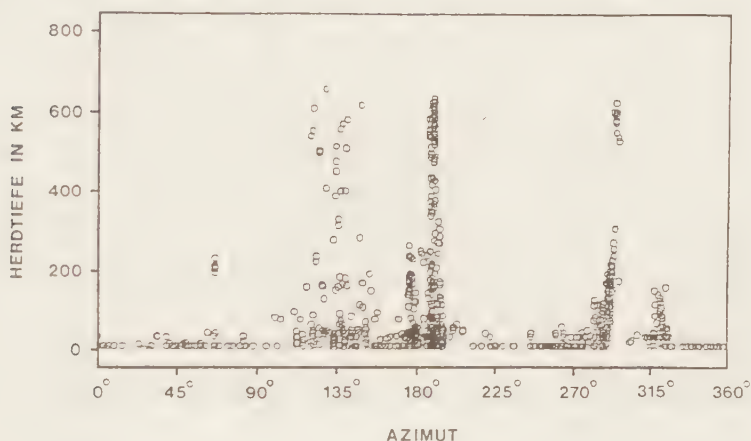


Abb. 4.3: azimutale Herdtiefen-Variation der an GVN erfaßten Erdbeben

Azimut $\approx 180^\circ$	Neue Hebriden
Azimut $\approx 190^\circ$	Region Fidschi-Tonga-Kermadec
Azimut $\approx 290^\circ$	Andengürtel
Azimut $\approx 320^\circ$	South Sandwich Inselbogen

In Abbildung 4.4 sind die Epizentren aller registrierten Beben dargestellt. Man erkennt, daß an der GVN-Station nahezu der gesamte circum-pazifische Erdbeben-Gürtel zu beobachten ist, wenn man von Gebieten absieht, relativ zu denen sich die GVN-Station im Kernschatten befindet.

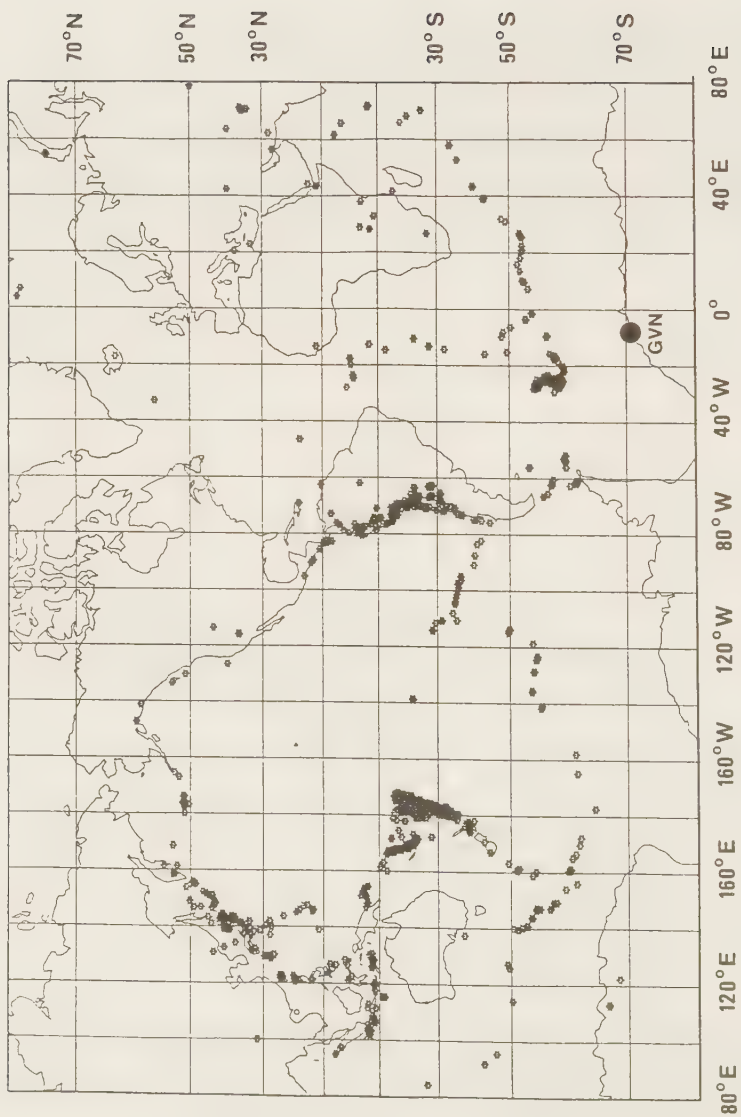


Abb. 4.4: Epizentren aller erfaßten Ereignisse (Mercator-Projektion)

Neben der Vielzahl der erfaßten natürlichen, tektonischen Erdbeben konnten auch einige Kernexplosionen in den Seismogrammen identifiziert werden. Die "Epizentren" dieser Nuklear-Testversuche liegen in den Testgebieten von Kazachstan und Novaya Semlya, auf dem Mururoa Atoll und in Nevada.

Kernsprengungen zeichnen sich i.a. durch sehr scharfe Ersteinträge aus. Bei NTS-Kernversuchen (Nevada Test Site) werden Herdzeit und Herd-Koordinaten bekannt gegeben und bei allen Testversuchen ist die Schußtiefe auf die obersten 1000 Meter der Erdkruste beschränkt. Dadurch eignen sich Kernwaffenversuche i.a. sehr gut für Residuen-Untersuchungen. Die Datenqualität der an der GVN-Station aufgezeichneten Seismogramme von Kernsprengungen ist jedoch meist nicht besonders gut, bzw. es handelt sich meist um PKP-Phasen, die für Residuen-Untersuchungen nur bedingt geeignet sind.

IV.3 DETEKTIONS-EIGENSCHAFTEN DES OBSERVATORIUMS

Im folgenden sollen kurz die Detektions-Eigenschaften des Observatoriums an der Georg-von-Neumayer Station untersucht werden. Die Kenntnis der Detektions-Schwelle kann verdeutlichen, welchen Beitrag das Observatorium zum internationalen Netz seismologischer Beobachtungs-Stationen zu leisten vermag, insbesondere was Erdbeben in der südlichen Hemisphäre betrifft.

Abbildung 4.5 zeigt die relative Magnituden-Häufigkeit (Raumwellen-Magnitude m_b) der registrierten Beben. Dabei erkennt man unterhalb von Magnitude 5.1 eine relativ starke Abnahme der Anzahl der erfaßten Ereignisse. Berücksichtigt man, daß die mittlere globale Beben-Häufigkeit mit abnehmender Magnitude pro Magnituden-Intervall etwa um den Faktor 8 zunimmt (KASAHARA, 1981), so könnte man diesen Wert als mittlere Detektions-Schwelle definieren. Im langjährigen Observatoriums-Betrieb sollten mit dieser Definition Beben mit einer Magnitude $m_b \geq 5.1$ in der Regel in den GVN-Aufzeichnungen zu identifizieren sein. Diese Aussage ist natürlich insofern zu revidieren, da verschiedene Faktoren wie Herd-Entfernung, Abstrahl-Charakteristik der jeweiligen Beben und vor allem die oft starken Schwankungen unterworfenen Bodenunruhe einen entscheidenden Einfluss auf die maximal mögliche Verstärkung des Aufzeichnungs-Systems ausüben.

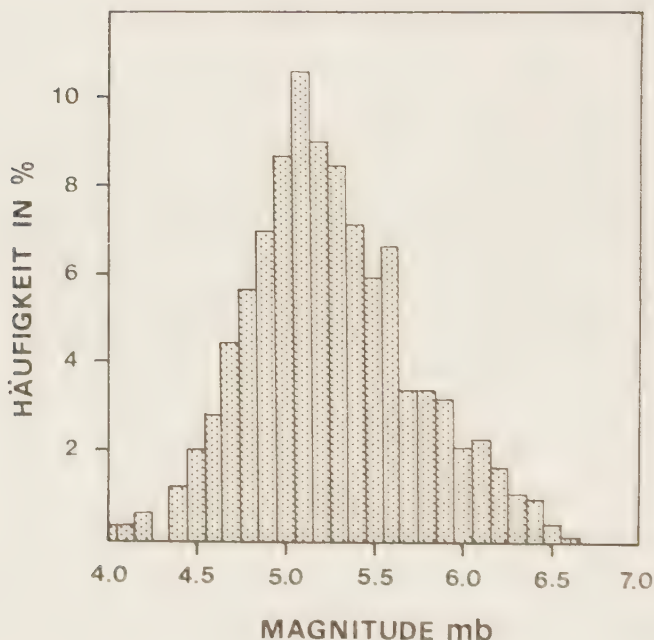


Abb. 4.5: relative Magnituden-Häufigkeit der erfassten Ereignisse
 Magnitude mb = 5.1 kann als mittlere, globale Detektions-
 Schwelle des GVN-Observatoriums definiert werden

In Abbildung 4.6 sind die Magnituden der registrierten Beben in Abhängigkeit von deren Herd-Entfernung dargestellt. Unter besonders günstigen Bedingungen können Beben mit Magnitude 4.5 und noch kleiner noch bei Herd-Distanzen bis 100° in den Registrierungen der Georg-von-Neumayer Station identifiziert werden. Dies gilt insbesondere für Beben mit großer Herdtiefe. Bei oberflächennahen Beben kann ein leichter Anstieg der Magnituden-Werte mit der Herd-Entfernung festgestellt werden (in Abb. 4.6 ist jedoch die Herdtiefe nicht berücksichtigt). Definiert man die in Abbildung 4.6 eingezeichnete Gerade als entfernungsabhängige, mittlere Detektions-Schwelle (nur für F-Phasen), so kann ein Ansteigen derselben von Magnitude 4.4 bei 10° auf Magnitude 4.6 bei 100° Herd-Entfernung angenommen werden. Bei Epizentral-Entfernungen größer als 100° ist in der Regel eine Mindest-Magnitude von ca. 5.0 notwendig, damit das Ereignis an der GVN-Station erkennbar registriert werden kann.

Eine Ausnahme davon bildet nur ein relativ schmaler Bereich zwischen 140° und 150° . Bei einer Herd-Entfernung von 142° zeigen PKP-Phasen eine Caustik, d.h. durch eine Fokussierung der Wellen wird bei dieser Herd-Entfernung eine Amplituden-Überhöhung verursacht. Deshalb können hier schon Magnituden von 4.7 ausreichen, damit solche Beben an der Georg von Neumayer Station mit brauchbarer Qualität und einem ausreichenden Signal-Noise-Verhältnis aufgezeichnet werden können.

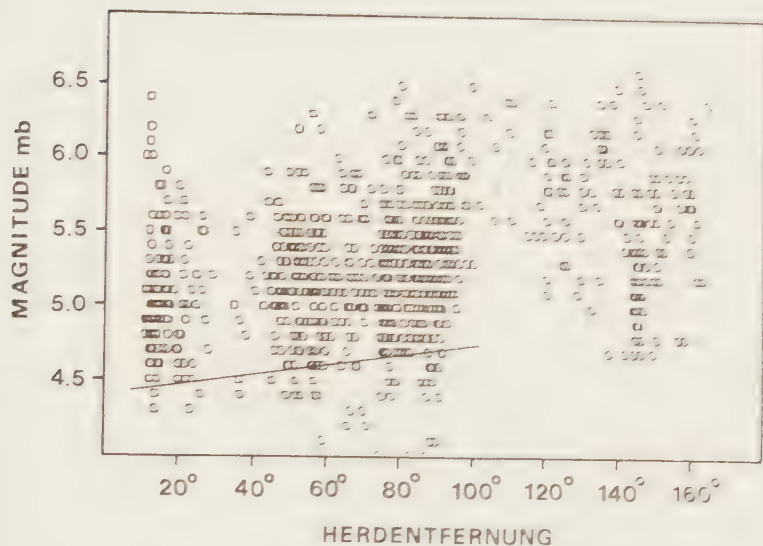


Abb. 4.6: die Magnituden der erfaßten Erdbeben in Relation zu der entsprechenden Herd-Entfernung;
die eingezeichnete Gerade könnte, gleichbleibend geologische Werte der Bodenunruhe vorausgesetzt, als optimale, entfernungsabhängige Detektions-Schwelle des GVN-Observatoriums definiert werden

IV.4 SCHelfeis-SPeLtfISCHE PROBLEME UND BESONDERHEITEN

Die Lage des Observatoriums auf dem Ekström-Schelfeis, noch dazu in geringer Entfernung zur Eisante, birgt nachfolgend eine Reihe von Problemen und Schwierigkeiten in sich. Aus diesem Grund kann die Daten-Qualität des Observatoriums nicht mit der von Festlands-Stationen verglichen werden. Einige dieser nachteiligen Einflüsse sollen im folgenden vorgestellt und diskutiert werden, da sie von entscheidender Bedeutung für die verschiedensten seismologischen Untersuchungs-Methoden sind (siehe VI.1.2).

IV.4.1 BEOBSACHTUNG VON S-PHASEN

Ein wesentlicher Nachteil liegt nun darin, daß Scherwellen die unter der schwimmenden Eisplatte liegende im Bereich der GVN-Station ca 150 bis 300 Meter mächtige Wasserschicht nicht durchdringen können. Eine direkte Registrierung von S-Wellen ist damit nicht möglich. Nur an der Grenzfläche Meeresboden-Wasser in Kompressionswellen konvertierte Anteile von vertikal polarisierten SV-Wellen können die Wasserschicht durchlaufen. Horizontal polarisierte SH-Wellen erfahren dagegen an dieser Grenzschicht Total-Reflexion. Zudem werden auch an der Schelfeis-Unterseite auftreffende S-Wellen teilweise wieder zurück reflektiert. Damit kann nur ein Bruchteil der in der oberen Erdkruste ankommenden S-Wellen-Energie auch wirklich in das Schelfeis transmittiert werden. Um das Transmissions-Vermögen des Systems Meeresboden-Wasser-Schelfeis für SV-Wellen abschätzen zu können, soll für zwei einfache Modelle der Transmissions-Koeffizient berechnet werden.

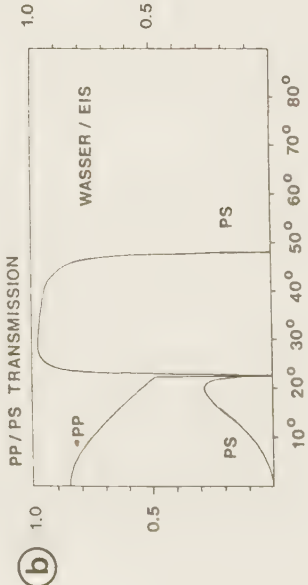
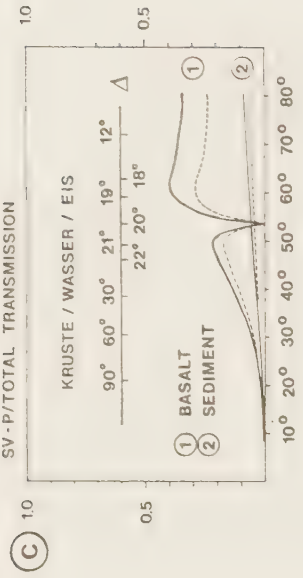
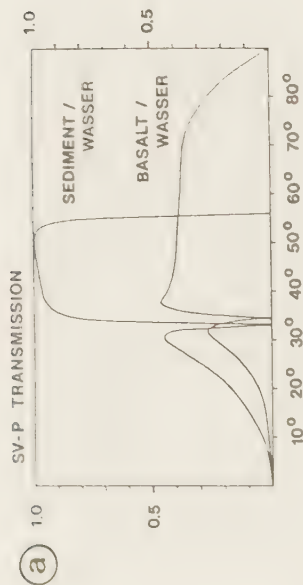
Der Transmissions-Koeffizient T zwischen zwei Medien 1 und 2 kann definiert werden als das Verhältnis aus der in Medium 2 transmittierten Wellen-Energie zu der aus Medium 1 auf die Grenzfläche auftreffende Wellen-Energie. Es gilt folgende Beziehung:

$$T = \frac{\lambda_2^2 \cdot \rho_2 \cdot \sin(2 \cdot e_1)}{\lambda_1^2 \cdot \rho_1 \cdot \sin(2 \cdot i_1)}$$

Dabei bedeuten: $A_{1,2}$ = Wellen Amplituden in Medium 1,2
 $\rho_{1,2}$ = Dichten von Medium 1,2
 i_1 = Inzidenzwinkel zwischen der Wellenfront-Normalen und der Grenzflächen-Normalen in Medium 1
 e_2 = Emergenzwinkel zwischen der Wellenfront-Normalen und der Grenzflächen-Normalen in Medium 2

Die etwas komplexen Formeln der Amplituden-Verhältnisse sollen hier nicht abgeleitet werden und sind von BEN-MENACHEM und SINGH (1981) übernommen. Der SVP Transmissions Koeffizient für die Grenzfläche Meeresboden-Wasser ist in Abbildung 4.7 a in Abhängigkeit des Inzidenzwinkels für zwei unterschiedliche Gesteine, Sediment und Basalt, dargestellt. Dichte und Ausbreitungs-Geschwindigkeit von P- und S-Wellen im Sediment wurden entsprechend den Werten gewählt, wie sie von ROBIN für den südlichen Bereich unter dem Ekstrem-Schelfeis angegeben werden (in ROYER, 1983). Für den vulkanischen Meeresboden wurde ein "mittlerer", gering poröser Basalt angenommen, der den terrestrischen Vulkaniten entsprechen könnte, die z.B. in den ca. 350 km südwestlich der GVN Station gelegenen Kraut-Bergen anzutreffen sind (BEHR et al., 1983).

Beiden Modellen gemeinsam ist, daß der Transmissions Koeffizient in einem schmalen Bereich um einen Inzidenzwinkel von 33.1° , bzw. 34.5° steil abfällt und auf Null zurückgeht. Dies sind die kritischen Winkel, bei denen keine konvertierte P-Welle mehr von der Grenzfläche in den Untergrund zurückreflektiert wird (Abb. 4.7 a). In diesem Fall erfährt die SV-Welle Total-Reflexion. Es wird auch keine konvertierte P-Welle in das Wasser abgestrahlt. Aufgrund des geringeren Impedanz-Kontrastes zwischen Sediment und Wasser ist der Transmissions-Koeffizient hierfür größer als für die Grenzfläche zwischen Basalt und Wasser. Da die S-Wellen-Geschwindigkeit im Sediment kleiner als die P-Wellen Geschwindigkeit des Wassers angenommen wurde, existiert für diesen Fall noch ein zweiter kritischer Winkel bei einem Inzidenzwinkel von 55.8° . Bei größeren Inzidenzwinkeln als diesem, also noch flacherem Auftauchen der Wellen, erfolgt Total-Reflexion der SV-Wellen. Abbildung 4.7 b) zeigt den Transmissions-Koeffizienten für die Grenzfläche Wasser-Eis. In diesem Fall breitet sich im Eis auch eine durch Konversion an der Grenzfläche entstandene SV-Welle aus, die jenseits des kritischen Inzidenzwinkels von 22.4° für P-Wellen fast die gesamte Energie der aus dem Wasser einfallenden P-Welle weiterleitet. Der kritische Winkel der konvertierten SV-Wellen liegt bei 48.0° .



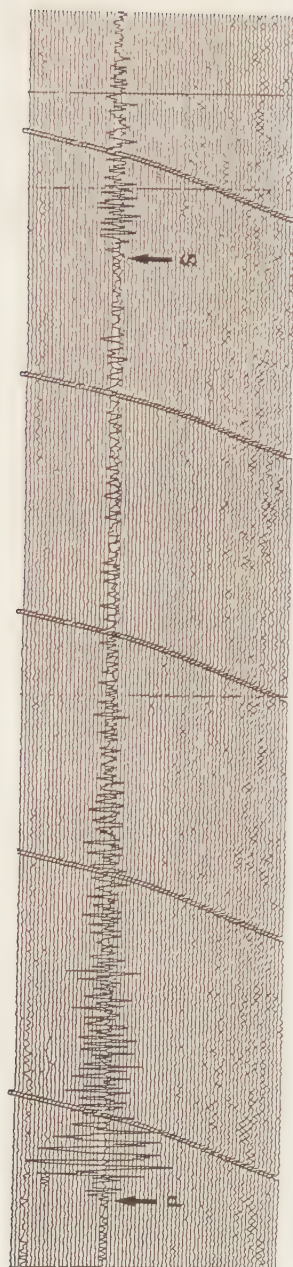
- a) SV-P Transmissions-Koeffizient für vertikal polarisierte S-Wellen für den Übergang Meeresboden-Wasser in Abhängigkeit vom Inzidenzwinkel an der Oberfläche des Meeresbodens
- b) Transmissions-Koeffizient für P-Wellen für den Übergang Wasser-Eis in Abhängigkeit vom Inzidenzwinkel an der Basis der Schelfeis-Platte; PP: keine Wellen-Konversion PS: in S-Wellen konvertierter Anteil
- c) Transmissions-Koeffizient für SV-Wellen für das ganze System Meeresboden-Wasser-Eis; durchgezogen: gesamte in das Eis transmittierte Wellen-Energie gestrichelt: Anteil der in der Kruste ankommenden Wellen-Energie, der nur in Form von P-Wellen in das Eis transmittiert wird

Abb. 4.7: Transmissions-Koeffizienten (Wellen-Energie) für den Übergang Meeresboden-Wasser-Schelfeis

Der Transmissions-Koeffizient des ganzen Systems Meeresboden-Wasser-Eis, das Produkt der einzelnen Transmissions-Koeffizienten unter Berücksichtigung der jeweiligen Emergenz- und Inzidenzwinkel, ist in Abbildung 4.7 c) für die beiden Modelle eingetragen. Dabei wurden mittels des Brechungs-Gesetzes die Inzidenzwinkel an der Grenzfläche Meeresboden-Wasser auf die Inzidenzwinkel an der Basis der Erdkruste umgerechnet. Für die Ausbreitungsgeschwindigkeit der S-Wellen im obersten Erdmantel wurde ein dem Erdmodell von Jeffreys-Bullen entsprechender Wert von $v_s = 4.35$ km/sec angenommen. Dadurch kann der Transmissions-Koeffizient mit den dem Jeffreys-Bullen Modell entsprechenden Auftauchwinkeln an der Basis der Kruste in Abhängigkeit von der Herd-Entfernung untersucht werden (BEN-MENAHEN, SINGH, 1981, Seite 487). Als Ergebnis dieser Berechnungen läßt sich festhalten, daß im eigentlichen teleseismischen Entfernungsbereich, also bei Herd-Entfernungen größer als 20° , nur mehr ein sehr geringer Anteil der in der Kruste ankommenden S-Wellen-Energie in das Schelfeis übertragen werden kann. Bei Herd-Entfernungen größer als ca. 60° liegt dieser Anteil bei nur mehr ca. 5% und geht mit zunehmender Entfernung praktisch auf Null zurück. Daß der gesamte Transmissions-Koeffizient für das Modell Basalt-Wasser-Eis deutlich höher ausfällt als für das Modell mit Sediment als Meeresboden, liegt daran, daß bei ersterem Modell die Emergenzwinkel der in das Wasser refraktierten P-Welle weitaus geringer sind als im anderen Fall. Die P-Welle trifft hier steiler auf die Schelfeis-Unterseite, woraus ein größerer Transmissions-Koeffizient für die Grenzfläche Wasser-Eis resultiert. Zum anderen kann mit den angenommenen v_s -Geschwindigkeiten im Sediment und an der Basis der Kruste in letzterem Modell nie der erste kritische Inzidenzwinkel überschritten werden, oberhalb dessen der SV-P Transmissions-Koeffizient an der Grenzfläche Meeresboden-Wasser stark ansteigt. Bei Basalt als Meeresboden wird der kritische Auftauchwinkel bei einer Herd-Entfernung von 20° erreicht. Da gerade bei dieser Epizentral-Distanz der Auftauchwinkel der S-Wellen innerhalb eines nur geringen Entfernungsbereichs von ca. $\pm 2^\circ$ die größten Änderungen erfährt, ist von dem Einbruch des Transmissions-Koeffizienten bei diesem kritischen Inzidenzwinkel nur ein schmaler Entfernungsbereich betroffen. Bei größeren v_s -Geschwindigkeiten des Meeresbodens als der für das Basalt-Modell angenommenen würde sich diese Beobachtungslücke für S-Wellen zu etwas niedrigeren Inzidenzwinkeln an der Basis der Kruste, also etwas größeren Herd-Entfernungen hin verschieben. Dabei wird vorausgesetzt, daß der kritische Winkel für die SV-Totalreflexion am Meeresboden nahezu gleich bleibt, was jedoch für die meisten Gesteine angenommen werden kann. Umgekehrt könnte aus der Entfernung, bei der diese Beobachtungslücke auftritt, auf die

S-Wellen Geschwindigkeit der obersten Erdkruste geschlossen werden, sofern Auftauchwinkel und v_s -Geschwindigkeit an der Basis der Erdkruste des Jeffrey-Bullen Modells nicht zu sehr von der Realität abweichen.

Welche der beiden Modell-Vorstellungen könnte für die oberste Erdkruste unter der GVN-Station in Betracht gezogen werden? Nach HOYER (1983) ist bei reflexions-seismischen Messungen auf dem Ekström-Schelfeis bei einer Lotzeit von ca. 1.5 sec noch ein relativ deutlicher Reflexions-Horizont zu erkennen. Interpretiert man diesen Reflektor wie HOYER (1983) als Oberfläche des kristallinen Grundgebirges, so würde daraus unter Berücksichtigung der bestimmten Eis- und Wasser-Mächtigkeiten eine Sediment-Mächtigkeit von ca. 1400 Meter resultieren. Seeseismische Messungen ergaben nach HINZ et al. (1986) parallel zur Schelfeis-Kante eine Zweifach-Laufzeit von ca. 1.6 sec zwischen Meeresboden und kristallinem Grundgebirge der sog. Weddell-See-Diskordanz. Mit einer mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeit von ca. 2.5 km/sec in der darüber liegenden Sediment-Schicht (HINZ und KRISTOFFERSEN, 1987) ergäbe sich damit eine Sediment-Mächtigkeit von ca. 2000 Meter. Da diese Reflexions-Zeiten seeseitig in einem Abstand von ca. 25 km zur Schelfeis-Kante erhalten wurden, und da anzunehmen ist, daß die Sediment-Mächtigkeiten in Richtung des Kontinents abnehmen werden, erscheint eine Sediment-Mächtigkeit von ca. 1400 Metern unter der GVN-Station ziemlich plausibel. Da jedoch in Umgebung der GVN-Station die Schelfeis-Platte an mehreren Stellen auf untermeerischen, vermutlich kristallin-metamorphen Rücken aufliegt, und zum anderen der Meeresboden in der Atka-Bucht und unter dem Ekström-Schelfeis keine stark ausgeprägte Topographie aufweist (WEGNER, 1982 und HOYER, 1983), kann auch eine noch geringere Sediment-Mächtigkeit angenommen werden. Die Dicke der Sediment-Decke wäre damit kleiner oder höchstens annähernd gleich der Wellenlänge von S-Wellen mit Perioden größer als ca. 1 sec. Die Sediment-Bedeckung läge damit unter der "Auflösungsgrenze" der ohnehin meist länger-periodischen S-Wellen. Für das System Meeresboden-Wasser-Eis kann daher eine SV-P Transmission angenommen werden, das dem des Modells mit Basalt als Seeboden näher kommt. Dafür sprechen auch die Erfahrungen, daß bei Beben mit Herd-Entfernungen bis ca. 25° meist noch relativ stark ausgeprägte S-Phasen in den Seismogrammen zu erkennen sind (Abb. 4.8). Ob auch die in Umgebung von ca. 20° Herd-Entfernung zu erwartende Beobachtungslücke für S-Phasen tatsächlich bestätigt werden kann, muß noch offen bleiben. Bisher wurden innerhalb dieses Entfernungs-Intervalls, das ausschließlich durch Beben im Bereich der antarktischen Halbinsel belegt ist, nur einige wenige Ereignisse registriert.



13.12.82 PALMER PENINSULA

63.15° S 61.00° W 3 KM mb = 5.7

$\Delta = 21.28^\circ$

Abb. 4.8: Beispiel für ein an der GVN-Station registriertes Erdbeben mit Epizentrum im Bereich der Antarktischen Halbinsel, bei noch eine ausgeprägte S-Phase zu beobachten ist

IV.4.2 REVERBERATIONEN

Die starken Impedanz-Kontraste zwischen Meeresboden und Wasser einerseits unabhängig jetzt von der speziellen physikalischen Beschaffenheit des Seebodens, und zwischen Wasser und Schelfeis andererseits bewirken an diesen Grenzflächen auch entsprechend große Reflexions-Koeffizienten. Dies hat zur Folge, daß beträchtliche Anteile der einfallenden Wellen-Energie mehrfach zwischen diesen beiden Grenzflächen hin und her reflektiert werden. Erst durch wiederholte Transmissions-Verluste an den Grenzflächen nimmt die Energie dieser multiplen Reflexionen allmählich ab. Abhängig von der jeweiligen Wassertiefe werden dabei bestimmte Frequenz-Anteile durch destruktive Interferenz geschwächt oder ganz unterdrückt, andere verstärkt hervorgehoben. Aufgrund dieser Reverberationen registriert man auf dem Schelfeis anstelle eines ursprünglich kurzen Impulses einen längeren oft sinusförmigen Wellenzug, dessen Amplituden nur allmählich abnehmen. Kompliziert werden diese multiplen Reflexionen noch dadurch, daß auch an der freien Schelfeis-Oberfläche noch Anteile der Wellen-Energie reflektiert werden. Deshalb können je nach Eis-Mächtigkeit und Wassertiefe unterschiedlich ausgeprägte Reverberationen zu beobachten sein. Nachteilig macht sich dieser Effekt vor allem durch die bis zu einigen Sekunden langen "Nachschwinger" nach dem Ersteinsatz bemerkbar, die einen unmittelbar darauf folgenden, weiteren Einsatz überdecken und mehr oder weniger unkenntlich machen können. Dieses Problem tritt besonders dann in den Vordergrund wenn man versucht in Seismogramm-Montagen von regionalen Beben (South Sandwich Islands, antarktische Halbinsel) Reflexionen von Diskontinuitäten des oberen Erdmantels zu identifizieren.

Abbildung 4.9 zeigt ein typisches Beispiel dieser Reverberationen an drei verschiedenen Array-Stationen. Dabei ist eine systematische Abnahme der Dauer des Wellenzuges von Nord nach Süd festzustellen, sowie ein deutlich niederfrequenteres Signal an der Süd-Station. Dies läßt sich dadurch erklären, daß Eismächtigkeit und vor allem jedoch die Wassertiefe von Nord nach Süd zunehmen (HOYER, 1983). Dadurch werden bevorzugt längerperiodische Wellen-Anteile durch konstruktive Interferenz verstärkt hervorgehoben. Dieser Effekt läßt sich sehr gut durch Berechnung theoretischer Seismogramme für verschiedene Modelle nachweisen. Es wurde jeweils eine 200 Meter mächtige, schwimmende Eisplatte über einem homogenen Halbraum angenommen, wobei die Wassertiefe zwischen 100, 200 und 300 Meter variierte. Als Quell-Impuls wurde eine "explosive

source" mit einer dominierenden Frequenz von 1.0 Hz gewählt. In Abbildung 4.10 sind die theoretischen Seismogramme für die drei Modelle in Abhängigkeit vom Auftauchwinkel am Meeresboden dargestellt. Mit zunehmender Wassertiefe ergeben sich immer niederfrequenter Wellenzüge, womit deren zeitliche Dauer auch ansteigt. Daß letzterer Effekt nicht auch in den realen Seismogrammen in Abbildung 4.9 zu erkennen ist, kann dadurch erklärt werden, daß die Impedanz-Kontraste am Meeresboden doch relativ größeren Schwankungen unterworfen sind.

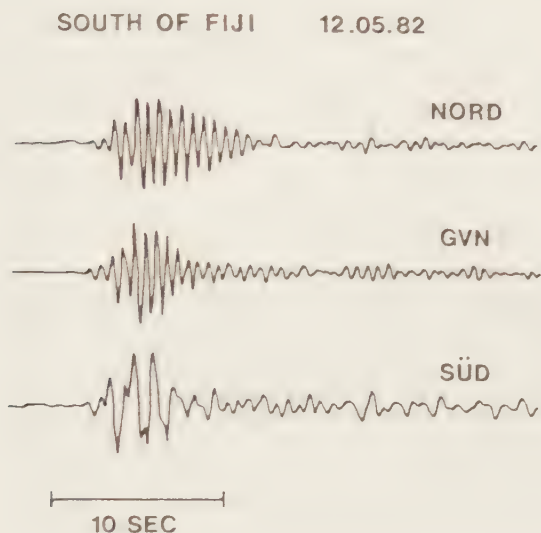


Abb. 4.9: Beispiel für eine Registrierung, bei der an verschiedenen Array-Stationen unterschiedlich stark ausgeprägte Reverberationen zu beobachten sind; größere Wassertiefen unter der Station SÜD gegenüber den beiden anderen Stationen resultieren in einer niedrigeren Reverberations-Frequenz

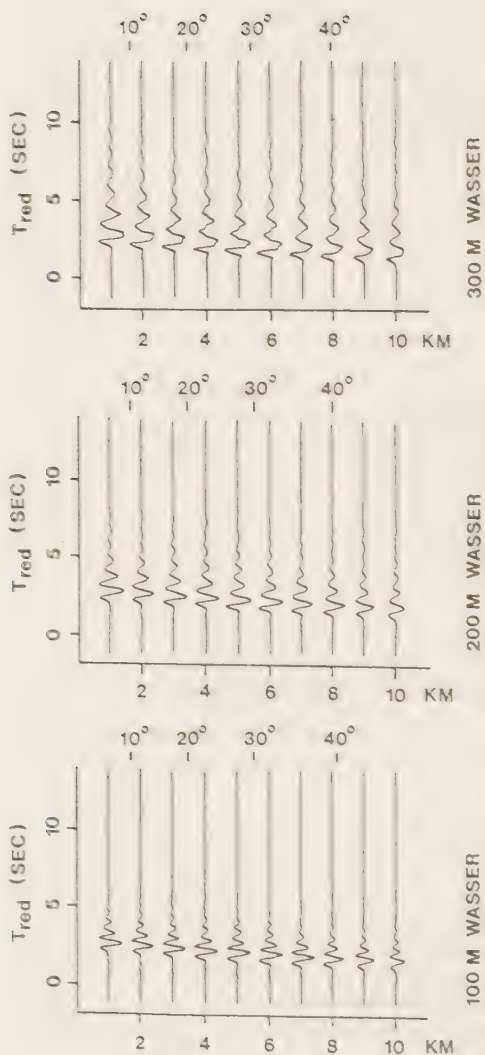
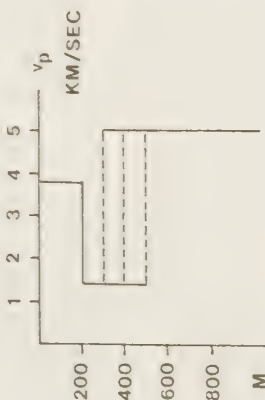


Abb. 4.10:

Synthetische Seismogramme für ein einfaches Untergrund-
Modell Halbraum-Wasserschicht-Eisplatte mit variierender
Mächtigkeit der Wasserschicht

"explosive source" in 10 km Tiefe
dominierende Frequenz im Quellspektrum: 1.6 Hz
Reduktions-Geschwindigkeit: 5 km/sec
die Winkel-Angaben beziehen sich auf den Inzidenzwinkel
an der Halbraum-Oberfläche



IV.4.3 BODENUNRUHE

Der größte Nachteil eines Observatoriums auf dem Schelfeis liegt in der ungleich höheren Bodenunruhe verglichen mit seismischen Beobachtungs-Stationen auf dem Festland. Vergleichsmessungen am Nunatak "Passat" 150 km südöstlich der GVN-Station ergaben, daß selbst bei günstigsten Bedingungen die mittlere Bodenunruhe im kurzperiodischen Bereich etwa um den Faktor 50 höher ist als im Landesinneren (Miller et al., 1983). Durch die fehlende Ankopplung des Schelfeises an den festen Untergrund und vor allem bedingt durch die geringe Entfernung des Observatoriums zur Schelfeiskante ist der Noise-Pegel in starkem Maße abhängig von den vorherrschenden Wind-Verhältnissen und der jeweiligen Eisbedeckung. Durch die fehlende oder nur geringe Eisbedeckung des Meeres während der Sommermonate macht sich der Einfluß der Meeresdünung ("swell") mit Perioden von ca. 15 bis 20 sec sehr störend bemerkbar (Abb. 4.11).

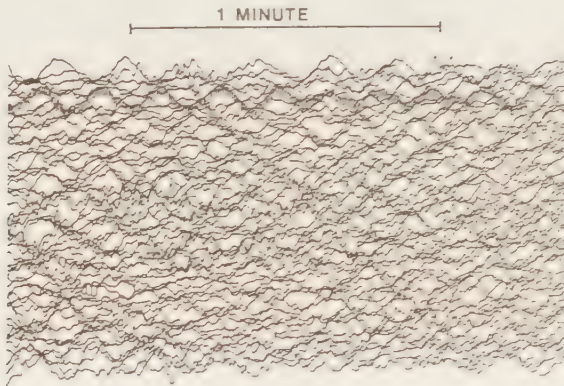
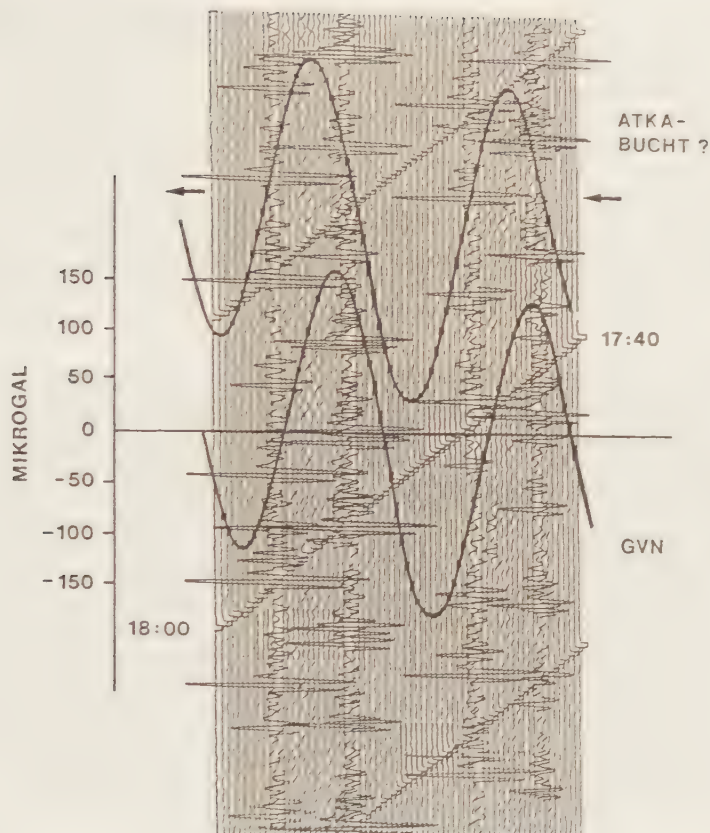


Abb. 4.11: swell-induzierte Bodenunruhe während der eisfreien Sommermonate

Trotz Hochpaß-Filterung (Grenzperiode 3 sec) und trotz der bei diesen Perioden etwa um den Faktor 100 geringeren Empfindlichkeit der kurzperiodischen Seismometer muß während dieser Zeit die Verstärkung meist noch um den Faktor 5 bis 10 reduziert werden. Die Bodenbewegung kann bei diesen Perioden dabei Amplituden von 3 bis maximal 5 mm erreichen. Die Amplituden der Vertikalkomponente der Bodenbewegung sind dabei verglichen mit den Horizontalkomponenten deutlich größer. Damit werden durch die Dünung in der Schelfeis-Platte vorwiegend Biege-

wellen angeregt. Modell-Rechnungen von HOLDSWORTH (1977) über das Kalben von Eisbergen an Schelfeis-Rändern zeigen, daß die niedrigeren Eigenmoden der Biegeschwingungen von Schelfeisen Perioden im Bereich der Meeresdünung aufweisen. Eine besonders starke Anregung von Biegewellen oder auch Eigenschwingungen der Eisplatte im Resonanzbereich einer dieser Eigenmoden kann daher die großen Amplituden der Eisbewegung erklären. Mit dem Zufrieren des Meeres nimmt diese Bewegung des Schelfeises jedoch stark ab und ist während der Wintermonate nicht mehr zu beobachten.

Abhängig von der Eisbedeckung und den Gezeiten in der Atka-Bucht beeinflusst die Meeresdünung die Bodenunruhe in starkem Maße aber auch im kurzperiodischen Bereich, so daß zu manchen Zeiten die seismischen Aufzeichnungen gänzlich unbrauchbar sind. Die Registrierungen sind dabei durch ziemlich periodisch auftretende "Erschütterungen" gleicher Charakteristik mit einer Dauer von ca. 5 sec gestört (Abb. 4.12). Dabei weisen die Horizontalkomponenten der Bodenbewegung, vor allem die EW-Komponente die größten Amplituden auf. Beobachtungen an der Eiskante zeigen, daß zu Zeiten des Tidenwechsels Packeis-Schollen bei mittlerer Eisbedeckung entlang der Schelfeiskante driften und dabei im Rhythmus der Meeresdünung an die Eiskante stoßen. Wenn bei Wasserhochstand die Atka-Bucht vollständig vom Packeis bedeckt ist, wird die Meeresdünung und damit die Bewegung des Packeises stark gedämpft. Vergleicht man die in Abbildung 4.12 eingetragene, im Observatorium registrierte Gezeitenkurve mit dem Gezeitenband erhöhter Bodenunruhe, so muß daraus geschlossen werden, daß während solcher Bedingungen der Wasserhöchststand an der Eiskante ca. 1.5 Stunden früher eintritt als an der GVN-Station. Dieses Ergebnis ist in guter Übereinstimmung mit der von LUTJEHARMS et al. (1985) beobachteten Phasenverzögerung der Wasserhöchststände in der Atka-Bucht bei großer Eisbedeckung.

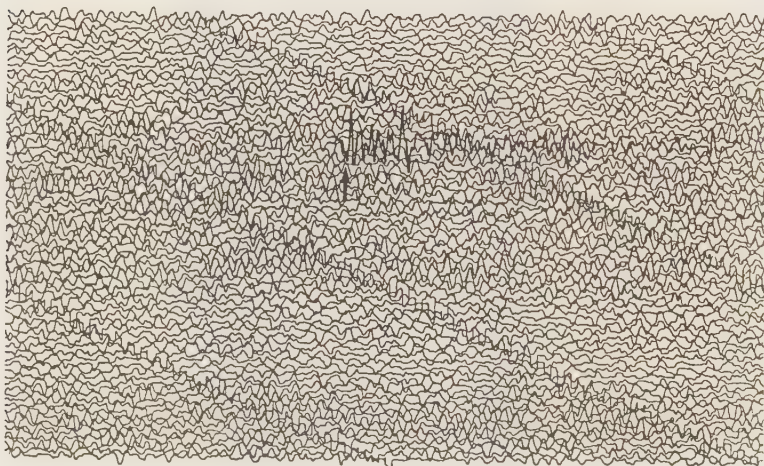


03./04.04.84 EW-KOMPONENTE

Abb. 4.12: gezeiten-induzierte Bodenunruhe durch verdriftende Meereis-Schollen während der Wechsel zwischen Ebbe und Flut, die von der Strömung entlang der Schelfeis-Kante getrieben werden und im Rhythmus der Dünung an die Eisbarriere stoßen;

verschiebt man die im Observatorium erhaltene Gezeiten-Registrierung um ca.1 - 1.5 Stunden nach links, so fallen die Bänder erhöhter Bodenunruhe mit Nulldurchgängen der Gezeitenkurve zusammen; ein Indiz dafür, daß in der Atka-Bucht die Niedrigs- und Höchstwasserstände etwas früher eintreten als an der GVN-Station

Während der Wintermonate spielt die vorherrschende Windgeschwindigkeit die größte Rolle für die Höhe der Bodenunruhe. Bei Windgeschwindigkeiten größer als ca 15 m/sec können oft sehr monofrequente Schwingungen mit einer Periode von 2 Sekunden und Amplituden bis ca. 5 μ m in der Vertikalkomponente beobachtet werden (Abb. 4.13). Die Amplituden der Horizontal-komponenten sind um den Faktor 3 bis 4 geringer. Seismische Beobachtungen sind während solcher Starkwindlagen praktisch nicht mehr möglich, bzw stärkere Ereignisse nur noch in den PCM-Aufzeichnungen zu erkennen. Dabei scheint die Windgeschwindigkeit von ca 15 m/sec eine Art Grenzwert darzustellen, unterhalb dessen der Noise-Pegel noch relativ gering bleibt.



04.05.84 WEST OF MACQUARIE ISLAND

55.50° S 146.49° E 10 KM mb = 5.1

Δ : 52.9° (RESIDUUM : -0.2 SEC)

Abb. 4.13: Beispiel für die stark erhöhte Bodenunruhe bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten (größer als 20 m/sec); das etwas hervorgehobene Macquarie-Beben ist kaum noch zu erkennen; aus den PCM-Registrierungen konnte jedoch der Ersteinsatz noch relativ sicher bestimmt werden, wie das geringe Laufzeit-Residuum von - 0.2 sec zeigt

Ähnliche Schwingungen mit teilweise beträchtlichen Amplituden können jedoch vereinzelt auch bei völliger Windstille auftreten, wobei neben Perioden von 2 sec auch oft ausgeprägte Wellenzüge mit Perioden von 1 Sekunde und auf den Horizontalkomponenten auch mit Perioden von 3 sec zu beobachten sind (Abb. 4.14). Dies läßt vermuten, daß es sich hierbei um Eigenschwingungen der Schelfeis-Platte handelt. Welches die Gründe für deren Anregung sind, kann mit den vorliegenden Daten nicht geklärt werden. Vermutlich sind relativ starke Scher-Prozesse des Meereises an der Schelfeis-Kante oder auch Wasserwellen in zeitweilig zu beobachtenden Polynia-Gebieten als Ursache anzunehmen.

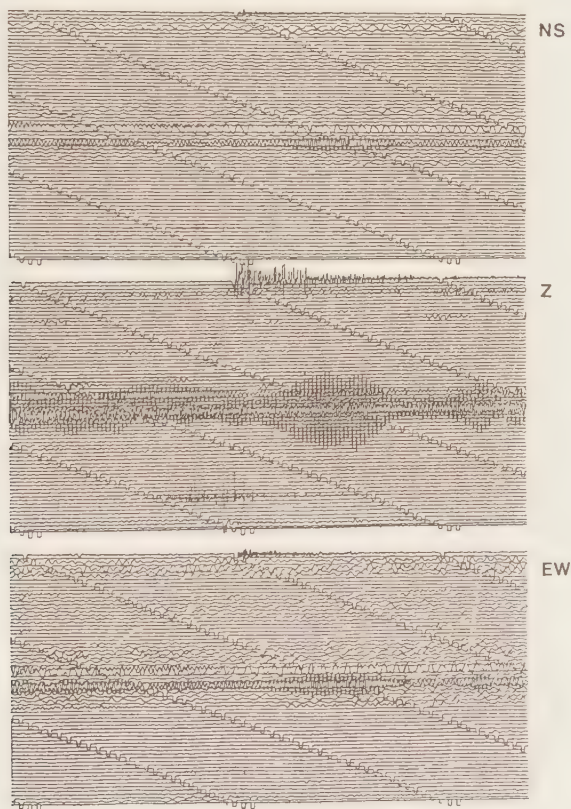


Abb. 4.14: Schwingungen der Schelfeis-Platte mit Perioden von 1 sec und 2 sec (teilweise sind auch Schwingungen mit Perioden von 3 sec zu beobachten)

KAPITEL V: ERDBEBEN INNERHALB DES ANTARKTISCHEN KONTINENTS

Die antarktische Platte, bestehend aus dem antarktischen Kontinent und den ihn umschließenden Randmeeren, stellt eines der größten aseismischen Gebiete der Erde dar. Die Antarktis selbst nimmt durch das Fehlen jeglicher stärkerer intra-kontinentaler Erdbeben eine Sonderstellung unter allen Kontinenten ein. Nur der nördlichste Teil der antarktischen Halbinsel im Bereich der Bransfield Straße und der South Shetland Inseln bildet davon eine Ausnahme. Zum einen verläuft hier in unmittelbarer Nähe die Grenze zwischen der Scotia Platte und der antarktischen Platte, wobei die südliche und die westliche Begrenzung der Scotia Platte, der South Scotia Rücken bzw. die Shackleton Fracture Zone am nordwestlichen Ende der South Shetland Inselkette zusammentreffen. Andererseits könnte die Seismizität dieser Region auch mit einem möglicherweise doch noch andauernden Subduktions-Prozess im Bereich des South Shetland Grabens zwischen der Shackleton und der Hero Fracture Zone in Verbindung gebracht werden (FORSYTH, 1975). Allgemein wird jedoch angenommen, daß diese Subduktion seit dem späten Miozän immer mehr abnahm und schließlich zum Stillstand gekommen ist. Parallel dazu bildete sich die Grabenstruktur der Bransfield Straße aus, die von vielen Autoren zusammen mit dem südöstlich dazu parallel verlaufenden Larsen-Graben als back-arc Doppel-Riftsystem angesehen wird (z.B. GONZALES-FERRAN, 1983, TARNEY et al., 1981). Diese tektonischen Dehnungs-Strukturen, deren Alter auf 3 bis 4 Millionen Jahre geschätzt wird, zeichnen sich durch starke vulkanische Tätigkeit in der geologischen Vergangenheit aus. Da auch noch rezenter Vulkanismus zu beobachten ist (Deception Island, Penguin Island, Bridgeman Island), liegt es nahe, dieses Riftsystem gegenwärtig noch als aktiv anzusehen. Fast alle auf der antarktischen Halbinsel lokalisierten Erdbeben weisen Epizentren im Bereich der Bransfield Straße auf, was als weiteres Indiz dafür betrachtet werden kann.

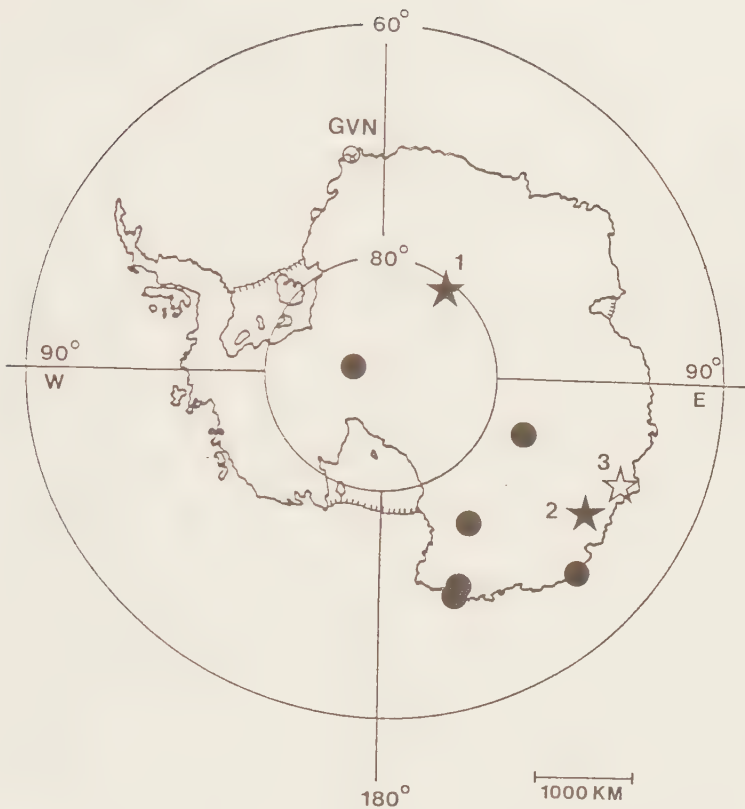
Im Gegensatz dazu ist die Aseismizität des eigentlichen antarktischen Kontinents, vor allem des ostantarktischen Schildes ein Zeichen dafür, daß hier fast keine mit Erdbeben gekoppelten tektonischen Prozesse mehr stattfinden. TANI und KAWASAKI (1984) führen die sehr geringe Seismizität innerhalb der Antarktis u.a. darauf zurück, daß durch deren große Entfernungen von den sie vollständig umgebenden mittelozeanischen Rücken kein, oder zumindest nur mehr sehr geringer tektonischer Druck auf den Kontinent ausgeübt wird. Sie sind der Überzeugung, daß diese sog. "ridge push force" bereits zu einem Großteil inner-

halb der ozeanischen Lithosphäre, insbesondere noch in Nähe dieser spreading-Gebiete durch Dissipation abgebaut sein sollte Konsistent damit wären die Ergebnisse von FALCONER et al. (1982), die die Magnituden-Häufigkeits-Beziehung der Seismizität entlang der pazifisch-antarktischen und indisch-antarktischen Plattengrenzen untersuchten. Sie fanden überraschend hohe b -Werte (siehe Kapitel III), die sie einem niedrigen tektonischen Spannungs-Zustand dieser Plattengrenzen, bzw. erhöhten Krusten-Temperaturen in diesen Bereichen zuschreiben. Nach JOHNSTON (1987) könnte auch die Auflast der bis zu 4000 Meter mächtigen polaren Eiskappe stabilisierend auf das seismo-tektonische Verhalten des antarktischen Kontinents wirken. Er argumentiert, daß die Antarktis, wie die meisten anderen stabilen Kontinente auch, vorwiegend einer horizontalen Kompression ausgesetzt ist. Abhängig von der Richtung der minimalen und intermediären Hauptspannungs-Achsen wären damit nur Bruchvorgänge möglich, bei denen Aufschiebungen (thrust fault), Blattverschiebungen (strike slip) oder eine Kombination von beiden Herdflächen-Verschiebungen auftreten. Dies läßt vermuten, daß die überlagernde, mächtige Eiskappe die Auslösung eventueller Bruchvorgänge innerhalb der Erdkruste erschweren könnte. Bei den von JOHNSTON angenommenen Orientierungen der Hauptspannungs-Achsen sollte sich nach dem Navier-Coloumb'schen Bruch-Kriterium eine hydrostatische Auflast-Erhöhung stabilisierend auf das Bruchverhalten auswirken. Welche Rolle dabei zusätzlich dem Porenwasser-Druck und dessen Relation zur Eisbedeckung zukommt, der seinerseits einen destabilisierenden Einfluß ausübt, kann nur vage vermutet werden.

Trotz dieses auffälligen aseismischen Charakters der Antarktis kann an fast allen seismographischen Antarktis-Stationen eine geringe, lokal begrenzte Beben-Tätigkeit beobachtet werden. Die meisten dieser Ereignisse haben ihre Ursache jedoch nicht in tektonisch bedingten Deformations-Prozessen des tieferen Untergrundes. Sie sind im wesentlichen auf das Kalben von Eisbergen oder Bruch-Vorgänge in der polaren Eiskappe zurückzuführen. ADAMS (1972) untersuchte lokale Ereignisse, die an den Stationen VANDA (Victoria Land) und SCOTT BASE (McMurdo Sound) registriert wurden. Die Lokalisierung dieser Beben ergab Epizentren im Bereich des ca. 250 km nördlich davon gelegenen David Gletschers, vor allem im Bereich der Gletscherzunge. Die stärksten der beobachteten Beben erreichten dabei eine (lokale) Magnitude von 3.5, wobei nach HATHERTON und EVISON (in ADAMS, 1972) die für ein Eisbeben solcher Stärke nötige Spannungs-Energie durchaus in einem Eisvolumen gespeichert werden kann, das als klein gegenüber der Ausdehnung der meisten Gletscher zu betrachten ist. Ein Teil der

beobachteten lokalen Seismizität hat jedoch auch andere Ursachen. DIBBLE et al. (1984) oder KAMINUMA (1982) berichten von einer lokalen Erdbeben-Tätigkeit im Bereich des McMurdo Sound, die mit dem rezenten Vulkanismus am Mount Erebus auf Ross Island verbunden ist. Des weiteren werden an der Station SYOWA (Enderby Land) manchmal Mikro-Erdbeben registriert, deren Hypozentren ozeanseitig in einer Tiefe von ca. 10 km zu vermuten sind. KAMINUMA schreibt dies einer isostatischen Entlastung durch einen Rückgang der Vergletscherung während der letzten Jahrtausende in diesem Gebiet zu.

Stärkere Beben auf dem antarktischen Kontinent erregen daher einiges Aufsehen. Bis 1982 konnte jedoch kein Erdbeben nachgewiesen werden, dessen Epizentrum mit Sicherheit innerhalb des Kontinents lag. ADAMS et al. (1986) geben sechs Ereignisse aus den ISC-Daten-Files an, den Zeitraum von 1918 bis 1981 umfassend, deren Epizentren innerhalb der Antarktis oder sehr nahe deren Küstenlinie liegen sollen. Sie weisen aber darauf hin, daß deren Herdkoordinaten auf wenigen, nicht immer ganz zuverlässigen Beobachtungen basieren. In den Jahren 1982 bis 1984 wurden jedoch aufgrund der "Such-Prozeduren" am ISC-Rechenzentrum zwei Erdbeben "entdeckt", deren Epizentren mit Sicherheit innerhalb des antarktischen Kontinents lagen. Diese Ereignisse sind nicht in den PDE-Listen von NEIS aufgeführt. Des weiteren wurden die von NEIS berechneten Herdkoordinaten von zwei weiteren intra-kontinentalen Erdbeben von ISC bestätigt (Abb 5.1, nächste Seite). All diese Beben wurden auch an der GVN-Station auf PCM-Band registriert und sollen im folgenden diskutiert werden.

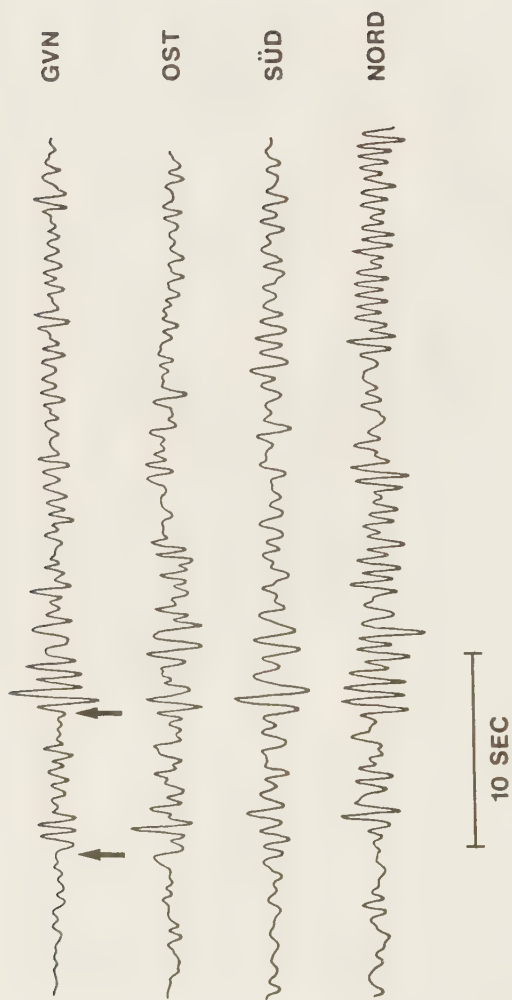


ERDBEBEN IN DER ANTARKTIS

- ★ ☆ AN GVN REGISTRIERTE BEBEN
 ● FRÜHERE ISC-LOKALISIERUNG

Abb. 5.1: An GVN registrierte Erdbeben innerhalb der Antarktis

- 1) Ereignis 04.11.82
- 2) Ereignis 20.09.83
- 3) Doppelereignis 19.05.84



04.11.82 ANTARCTICA 80.79° S 36.90° E 0 KM mb = 4.5

Abb. 5.2: das erste Erdbeben, das mit Sicherheit innerhalb
des antarktischen Kontinents lokalisiert wurde;
PCM-Registrierung der Station GVN
(Bandpaß-Filterung 0.6 - 1.6 Hz)

4. November 1982

ISC-Herdparameter:	Herdzeit	00:14:19.3
	Breite	80.79° S
	Länge	36.90° E
	Tiefe	0 km
	Magnitude	4.5
	Beobachtungen	9

Dieses Ereignis ist das erste sicher bestimmte Erdbeben mit Epizentrum innerhalb des ostantarktischen Schildes. Durch die geringe Anzahl der beobachtenden Stationen konnte keine eindeutige Herdtiefe bestimmt werden, so daß diese mit 0 km als oberflächennah angenommen wurde. Aufzeichnungen des WARRAMUNGA Arrays in Australien lassen jedoch vermuten, daß die Herdtiefe bei ca. 17 km liegen kann, wenn spätere Seismogramm-Phasen als pP bzw. sP Oberflächen-Reflexionen interpretiert werden (ADAMS et al., 1985). In Abbildung 5.2 sind die mit 1.6 Hz Tiefpass gefilterten PCM-Registrierungen dargestellt. Das Signal-Noise Verhältnis ist zwar relativ schlecht, so daß sich kein exakter Ersteinsatz festlegen läßt. Jedoch ist ca. 7.5 sec nach dem "vermuteten" Ersteinsatz deutlich eine weitere Phase mit etwas größeren Amplituden zu beobachten, als sie die Wellengruppe des Ersteinsatzes aufweist. Interpretiert man diese als sP-Phase, so scheint dies durchaus konsistent mit der von ADAMS angegebenen Herdtiefe zu sein. Diese Phase kann aber auch als Reflexion an der 420 km Diskontinuität (Olivin-Spinell Phasenübergang) gedeutet werden. Bei einer Epizentral-Distanz von ca. 14° ist diese Reflexion in etwa in diesem Zeitintervall nach dem Ersteinsatz zu erwarten. Auch eine Überlagerung beider Phasen in diesem Seismogramm-Abschnitt ist denkbar.

20. September 1983

ISC-Herdparameter:	Herdzeit	03:27:15.5
	Breite	68.87° S
	Länge	122.10° E
	Tiefe	0 km
	Magnitude	4.4
	Beobachtungen	10

Der Ersteinsatz läßt sich in den Seismogrammen aller Array-Stationen nur ungenau festlegen, jedoch erscheint ein dilatanter Ersteinsatz (Bodenbewegung nach unten) als sehr wahrscheinlich (Abb. V.3). Etwa 15 sec nach dem Ersteinsatz ist deutlich eine weitere Wellengruppe zu erkennen, die als pP-Phase zu interpretieren ist. Mit den differenziellen pP-P Laufzeit-Tabellen von JEFFREYS und BULLEN (1967) würde daraus bei einer Epizentral-Distanz von 36.9° eine Herdtiefe von ca. 45 km resultieren. Das Hypozentrum dieses Bebens läge damit entweder im oberen Erdmantel oder, bei entsprechender Krustenmächtigkeit, im Bereich der unteren Erdkruste. Zwischen Ersteinsatz und pP-Phase ist andeutungsweise eine weitere Wellengruppe auszumachen, deren Ursprung jedoch nur vage zu interpretieren ist (Einsatz in Abb. 5.3 gepunktet angerissen). Vermutlich ist diese Phase als intrakrustale Reflexion unterhalb der GVN-Station zu deuten.

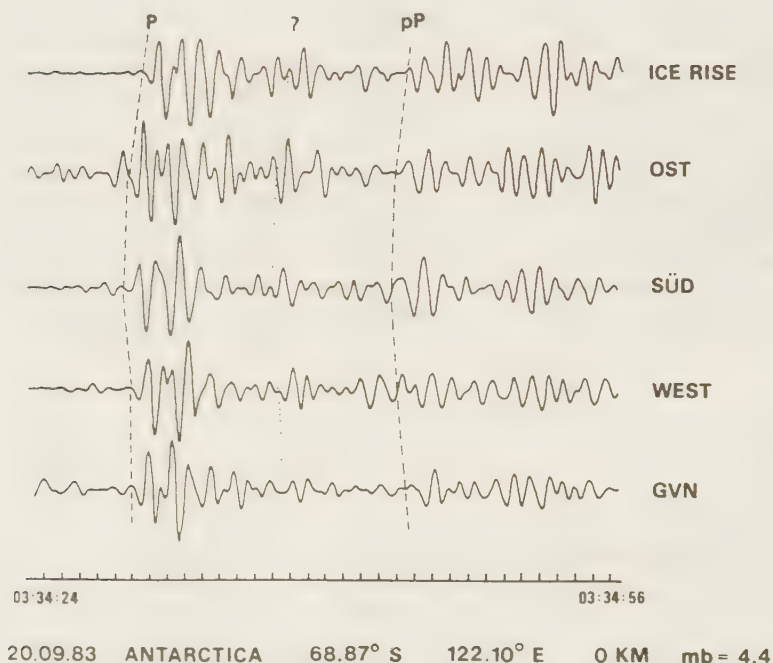


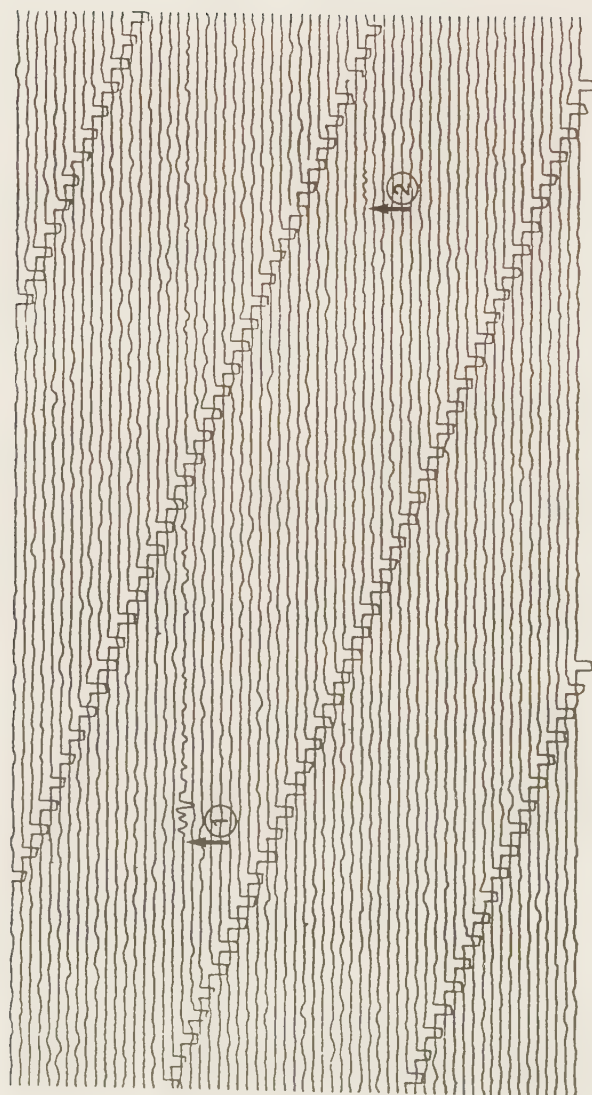
Abb. 5.3: PCM-Registrierung des Antarktis-Bebens am 20.09.83
(Bandpaß-Filterung 0.6 - 1.6Hz)

19. Mai 1984

ISC-Herdparameter:	Herdzeit	04:01:11.0
	Breite	67.43° S
	Länge	112.90° E
	Tiefe	0 km
	Magnitude	5.0
	Beobachtungen	48

ISC-Herdparameter:	Herdzeit	10:21:32.1
	Breite	67.46° S
	Länge	112.80° E
	Tiefe	0 km
	Magnitude	4.5
	Beobachtungen	23

Diese beiden Ereignisse waren stark genug, um an einer relativ großen Anzahl von Stationen registriert zu werden. Die von NEIS und ISC errechneten Epizentren der beiden Beben stimmen sehr gut überein, so daß der Lokalisierungs-Fehler als relativ gering betrachtet werden kann. Das Herdgebiet liegt etwa 400 km westlich des Epizentrums des Bebens vom 20.09.1983 und ca. 150 km landeinwärts und ist in Abbildung 5.1 durch einen offenen Stern gekennzeichnet (ADAMS et al., 1986). Abbildung 5.4 zeigt den entsprechenden Seismogramm-Ausschnitt der Analog-Registrierung des Observatoriums (Vertikal-Komponente der Bodenbewegung). Das zweite Ereignis wäre dabei mit Sicherheit nicht entdeckt worden, wenn es nicht bei der Sichtung der PCM-Aufzeichnungen des seismischen Arrays aufgefallen wäre. Vergleicht man in Abbildung 5.5 die mit 0.5 - 1.6 Hz bandpassgefilterten PCM-Registrierungen der beiden Beben, so kann man für die einzelnen Array-Spuren, trotz des hohen Noise-Pegels beim 2. Ereignis, während der ersten 10 Sekunden nach dem Ersteinsatz eine gewisse Ähnlichkeit zwischen den jeweiligen Ereignissen feststellen. Für die danach folgenden Wellengruppen besteht allerdings zwischen einander entsprechenden Array-Spuren nur mehr eine sehr geringe Kohärenz, wenn man von der West-Station einmal absieht. Interpretiert man die in Abbildung angerissenen Wellengruppen in den Seismogrammen des 2. Ereignisses als pP bzw. sP Phasen (11.5 bzw. 17 sec nach dem Ersteinsatz), so würde daraus bei einer Epizentral-Entfernung von 36.6 Grad eine Herdtiefe von ca. 40 km resultieren. Diese Interpretation ist jedoch aufgrund der starken Bodenunruhe mit großen Unsicherheiten verbunden.



19.05.84	ANTARCTICA	①	67.43° S	112.90° E	0 KM	mb=5.0
		②	67.46° S	112.80° E	0 KM	mb=4.5

Abb. 5.4: Analog-Registrierung der beiden Antarktis-Beben vom 19.05.84 - das schwächere Ereignis ist kaum noch zu erkennen

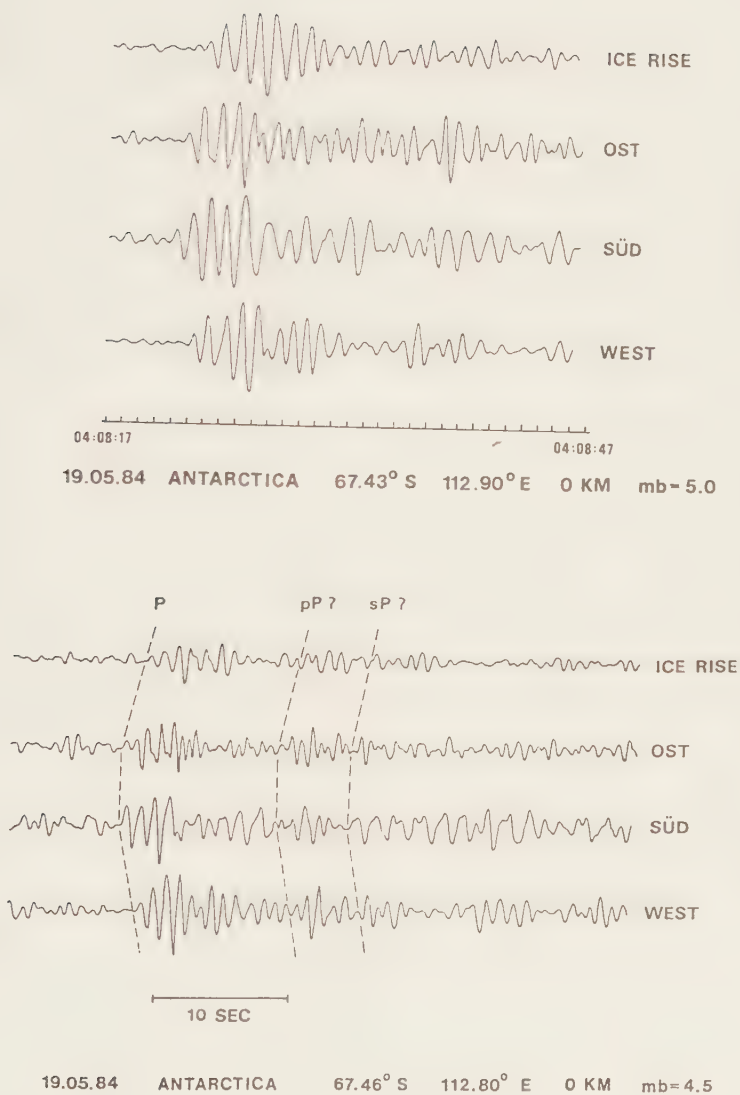


Abb. 5.5: PCM-Registrierungen der beiden Antarktis-Beben vom 19.05.84 (Bandpaß-Filterung 0.6 - 1.6 Hz)

Das Innere der Antarktis ist also nicht gänzlich aseismisch, auch wenn diese die niedrigste seismische Aktivität aller Kontinente aufweist. Weltweit kann zwar von ISC fast jedes Beben mit einer Magnitude ≥ 5 entdeckt und lokalisiert werden, die Detektions-Möglichkeit schwächerer Ereignisse hängt jedoch sehr von der jeweiligen Stationsdichte und Stationsverteilung ab, wobei vor allem nahe gelegene Beobachtungs-Stationen von entscheidender Bedeutung sind. Durch das mit der Zeit auch in der Antarktis "dichter" werdende Netz seismographischer Beobachtungs-Stationen könnten in Zukunft weitere intra-kontinentale Erdbeben erfaßt werden können. Das Observatorium an der GVN-Station kann damit einen wichtigen Beitrag zur Beobachtung eventueller seismo-tektonischer Vorgänge innerhalb der Antarktis leisten. Vor allem in der Klärung der dabei auftretenden Herd-Mechanismen steht die geophysikalische Forschung in der Antarktis einem wichtigen, noch ungelösten Problem gegenüber.

KAPITEL VI: UNTERSUCHUNG TELESEISMISCHER LAUFZEIT-RESIDUEN

VI.1 ABLEITUNG DER STRUKTUR DES TIEFEREN UNTERGRUNDES UNTER DER ANTARKTIS AUS SEISMOLOGISCHEN UNTERSUCHUNGEN

VI.1.1 ÜBERBLICK ÜBER BISHERIGE ERGEBNISSE

Bereits zu Beginn des 20. Jahrhunderts wurde erkannt, daß die Antarktis großräumig in zwei geologisch-tektonisch unterschiedliche Regionen, die Ost-Antarktis und die West-Antarktis zu gliedern ist.

Aus geologischen Untersuchungen wurde schon früh geschlossen, daß der geologische Aufbau der Ost-Antarktis einer kontinentalen Schild-Struktur entspricht. Die Basis dieses Ostantarktischen Schildes bilden hauptsächlich magmatische und hochgradig metamorph überprägte Gesteine präkambrischen bis frühpaläozoischen Alters, die in einigen Gebieten von paläozoischen Sedimenten überlagert sind. Dagegen ist die jüngere West-Antarktis, vom Ostantarktischen Schild durch das Transantarktische Gebirge getrennt, vielfach gegliedert und durch mehrere Orogen-Gürtel geprägt. Das Alter dieser Orogene nimmt mit zunehmender Entfernung vom Ostantarktischen Schild vom späten Präkambrium bis zum späten Mesozoikum immer mehr ab (ELLIOT, 1975).

Aufgrund der fast vollständigen Eisbedeckung der Antarktis sind jedoch geologische Untersuchungen nur auf wenige eisfreie Gebiete am Rande und auf die Gebirge beschränkt. Aussagen über die prinzipielle Struktur des tieferen Untergrundes im Inneren des antarktischen Kontinents sind dagegen nur mit geophysikalischen Methoden möglich. Gerade für diese Problemstellung hat sich in den letzten Jahrzehnten die Dispersions-Analyse der Grundmoden von Oberflächenwellen, deren Laufwege unterschiedliche Gebiete der Antarktis überstreichen, als sehr hilfreich erwiesen. Erst mit diesen Untersuchungen konnte definitiv von einem antarktischen Kontinent gesprochen werden. Aufgrund der Ergebnisse einer Reihe von Arbeiten, z.B. EVISON et al. (1960), DEWART und TOKSÖZ (1965), KNOPOFF und VANE (1978), NEUNHÖFER et al. (1983), entspricht der geologische Aufbau der Ost-Antarktis einer typischen kontinentalen Schild-Struktur und ist vergleichbar mit anderen tektonisch stabilen Regionen wie dem Kanadischen Schild oder der Osteuropäischen Plattform.

Die mittlere Mächtigkeit der Erdkruste kann mit ca. 40 - 45 km angenommen werden. Die mittlere Krusten-Mächtigkeit in der West-Antarktis liegt dagegen nur bei ca. 25 bis 30 km. Die West-Antarktis scheint sich zudem aus mehreren kleineren Krusten-Einheiten zusammzusetzen, die als kontinental oder als Übergangstyp kontinental-ozeanisch zu charakterisieren sind (ADAMS, 1972). Die unterschiedlichen Krusten-Mächtigkeiten in Ost- und West-Antarktis werden auch durch Untersuchungen von Schwere-Anomalien bestätigt (GROUSHINSKY und SAZHINA, 1982), wobei sich jedoch um ca. 5 bis 10 km größere Werte ergeben. Seismische Tiefensondierungen bei NOVOLAZAREVSKAYA in Queen Maud Land (KOGAN, 1972) zeigen eine typisch kontinentale Block-Struktur der Erdkruste, wobei die Tiefenlage der Mohorovicic-Diskontinuität (abgekürzt MOHO) bei ca. 40 km liegt. Die mit seismologischen Methoden erhaltenen Krusten-Mächtigkeiten stimmen damit gut mit anderen Ergebnissen überein.

Die Beobachtung von frühen Reflexionen, sog. "precursors" oder Vorläufern, von PP und P'P' (PKPPKP) Phasen kann Aufschluß geben über die Existenz und Tiefenlage von Diskontinuitäten im oberen Erdmantel. ADAMS (1971) untersuchte Vorläufer solcher reflektierter Wellen, deren Reflexions-Punkte unter der Ost-Antarktis im Bereich des Lambert Gletschers und des Amery Schelfeises lagen. Dabei konnte eine Vielzahl von Reflexionen beobachtet werden, deren Reflexions-Horizonte nicht tiefer als 120 km liegen und eine ziemlich inhomogene Tiefen-Verteilung zeigen. Eine Häufung von Reflexions-Horizonten zwischen 60 und 80 km könnte nach ADAMS als obere Grenze einer Zone erniedrigter Ausbreitungs-Geschwindigkeit interpretiert werden. Dabei muß jedoch berücksichtigt werden, daß gerade das Gebiet des Lambert Gletschers geologisch eine ausgeprägte Graben-Struktur aufweist (BENTLEY, 1983) und somit nicht als typisch für die Ost-Antarktis angesehen werden sollte. ADAMS fand des weiteren eine große Zahl von Vorläufern, deren Reflexions-Horizonte mit einer sehr konstanten Tiefenlage von 420 km und 650 km entsprechen (Olivin-Spinell, bzw. Post-Spinell Übergangszone). Damit unterscheidet sich die generelle Struktur des oberen Erdmantels unter Antarktis sich nicht von der der anderen Kontinente.

Aus Laufzeit-Kurven und Amplituden-Daten von kurzperiodischen Seismogrammen von Erdbeben mit Epizentren nahe des antarktischen Kontinentalrandes leitete McMECHAN (1981) ein Modell des Untergrundes für den Ostantarktischen Schild ab. Es bestätigt die Tiefenlage der Haupt-Diskontinuitäten bei 420 km und 650 km, beinhaltet jedoch noch eine weitere Diskontinuität bei 180 km Tiefe. McMECHAN findet große Übereinstimmung in der Struktur des Erdmantels unter der Ost-Antarktis und unter dem

östlichen Nord-Amerika, einer tektonisch ebenfalls stabilen Region.

Alle bisher angewandten seismologischen Verfahren zur Untersuchung des Aufbaus von Erdkruste und oberem Erdmantel in der Antarktis basieren im wesentlichen auf Laufzeit-Untersuchungen. Daneben können aber auch durch Bestimmung der spektralen (Krusten-) Übertragungs-Quotienten und Vergleich mit theoretischen Übertragungs-Quotienten Aussagen über die Struktur der Erdkruste und des oberen Erdmantels abgeleitet werden. Hierbei bildet der Frequenz-Gehalt von Vertikal- und Radial-Komponente der Bodenbewegung die Basis-Information. In der Literatur konnten jedoch keine Hinweise entdeckt werden, daß solche Untersuchungen auch für die Antarktis durchgeführt wurden.

VI.1.2 SEISMOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN MIT DATEN DER GVN-STATION: MÖGLICHKEITEN UND GRENZEN

Dispersions-Analyse von Oberflächen-Wellen:

Für die klassische Methode, aus der Dispersions-Analyse von Oberflächen-Wellen Rückschlüsse auf die tiefere Struktur des Untergrundes längs deren Laufwege zu ziehen, stehen derzeit noch keine langperiodischen Registrierungen der GVN-Station zur Verfügung. Die Grund dafür liegt vor allem in der Lage des Observatoriums auf einer schwimmenden Schelfeis-Platte sowie in der nur kurzen Entfernung zum Kontinental-Abhang, die einige entscheidende Nachteile in sich bergen:

1. Im langperiodischen Bereich ist die Bodenunruhe, vor allem während der Sommermonate wesentlich höher als an Festlands-Stationen. Ein ausreichendes Signal-Noise-Verhältnis konnte bisher nur bei sehr großen Amplituden der Oberflächen-Wellen erreicht werden. Ein nicht geklärtes Problem ist dabei zusätzlich, ob nicht gerade bei sehr großen Amplituden der Oberflächen-Wellen die Schelfeis-Platte zu Eigenschwingungen angeregt wird. Somit könnten gerade im Bereich der Grund-Moden des Schelfeises die Oberflächen-Wellen durch Transversal- und Biege-Schwingungen der Eisplatte kontaminiert sein.

2. Die Dispersion von Rayleigh-Wellen ist bei ozeanischen Laufwegen sehr stark abhängig von der jeweiligen Wassertiefe. Da zum einen der Abstand der GVN-Station zum Kontinental-Abhang mit ca. 50 km (Abb. 6.3) nicht sehr groß ist und zum anderen die Meerestiefe und auch die Schelfeis-Mächtigkeit auch nach Süden hin wieder zunehmen, ist besonders bei niedrigeren Perioden bis ca. 20 sec mit einer relativ komplizierten Dispersion zu rechnen.

3. Der Übergang Ozean-Kontinent bewirkt bei Love-Wellen im Perioden-Bereich von ca. 10 - 20 sec eine sehr starke Kontamination der Grundmoden mit höheren Moden (BULLEN und BOLT, 1985). Dadurch wären z.B. Messungen der Phasengeschwindigkeit entlang des Kontinentalrandes auf einem denkbaren Profil GVN-SNA-NVL (Abb. 6.3) in diesem Perioden-Intervall mit großen Fehlern behaftet.
 Ein weiteres Problem ist, daß Love-Wellen auf einer schwimmenden Eisplatte eigentlich nicht beobachtet werden dürfen. Daß diese bei sehr großen Amplituden selbst noch in den kurzperiodischen Registrierungen zu erkennen sind, liegt daran, daß die Schelfeis-Platte an deren Auflagestellen im Bereich der Ice-Rises an den Meeresboden angekoppelt ist. Da an manchen Stellen die Eisplatte nur "punktuell" auf dem Untergrund aufliegt, bzw. die Auflagestellen teilweise beträchtliche Entfernungen zueinander aufweisen, kann dies bei niedrigeren Perioden ebenfalls zu nachteiligen Interferenzen führen.

Bestimmung des Krusten-Übertragungs-Quotienten:

Auch die Bestimmung von Krusten-Übertragungs-Quotienten ist mit dem bisher vorliegenden Daten-Material nicht möglich. Ähnlich wie bei der Dispersions-Analyse bilden hier längerperiodische Registrierungen im Perioden-Bereich von ca. 3 - 10 sec die Datenbasis. Die unter dem Schelfeis liegende Wasserschicht wirkt sich jedoch auch hier sehr nachteilig aus. Zum einen tauchen die Wellenfronten unter wesentlich geringeren Winkeln gegenüber der Vertikalen auf als an Festlands-Stationen, so daß die Radial-Komponente in fast allen Fällen nur verschwindend geringe Amplituden aufweist. Das Signal-Noise-Verhältnis ist damit für diese Komponente extrem ungünstig. Des weiteren können die an Schichtgrenzen in Kruste und oberem Erdmantel PSV-konvertierten Wellen-Anteile, bzw. multiple Reflexionen davon, die Wasserschicht nur zu einem äußerst geringen Bruchteil durchdringen. Dies bedeutet einen Informa-

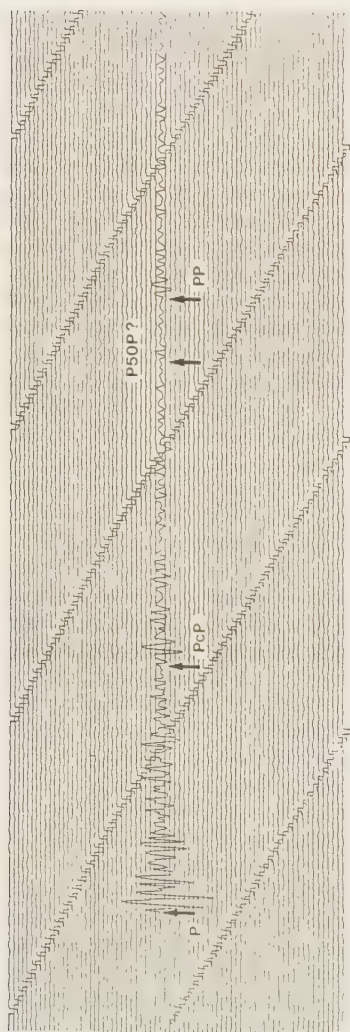
tions-Verlust über die strukturellen Variationen im Untergrund, wovon vor allem die Radial-Komponente betroffen ist. Der "Krusten"-Übertragungs-Quotient wird deshalb fast ausschließlich vom System Eis-Wasser-Meeressboden bestimmt sein. Längerperiodische Registrierungen an den Auflagestellen des Schelfeises am nordwestlichen Ice-Rise stehen bisher nur vereinzelt und mit einer ungenügenden Qualität vor.

Precursors von PP-Phasen:

Reflexionen von P-Wellen an der freien Oberfläche, deren Reflexionspunkte völlig innerhalb des antarktischen Kontinents liegen, sind an der GVN-Station nur bei Erdbeben zu erwarten, deren Epizentren im Bereich des Macquarie Rückens und der Balleny Fracture-Zone liegen. Die Reflexions-Punkte dieser PP-Phasen lägen dafür teils im Ostantarktischen Schild und teils im Transantarktischen Gebirge, einem Sektor von ca. 80° S - 85° S und 130° E - 170° E. Alle Seismogramme von Ereignissen aus diesen Regionen wurden auf PP-Phasen und eventuelle precursors von Reflexionen an der MOHO oder seismischen Diskontinuitäten im oberen Erdmantel hin untersucht. In fast allen Seismogrammen konnten keine PP-Einsätze identifiziert werden, wobei die meisten Ereignisse mit Magnituden um ca. 5.0 überhaupt nur geringe Amplituden in den Registrierungen zeigten. Die einzige Ausnahme bildete ein Beben mit Magnitude 5.8, bei dem ein deutlicher PP-Einsatz zu erkennen ist (Abb. 6.1). Dabei könnte -- mit aller Vorsicht -- eine kleine Wellengruppe ca. 13 sec früher als der PP-Einsatz als Reflexion an der Basis der Erdkruste interpretiert werden. Interpolation der JEFFREYS-BULLEN Laufzeit-Tabellen (siehe VI.2.1) bezüglich der Herdtiefe bei der halben Epizentral-Distanz von 29° und der halben Vorlaufzeit von 6.5 sec ergibt eine Tiefenlage des Reflektors von 50 km (Notation dieser evtl. precursor-Wellengruppe P50P). Der Reflexions-Punkt läge bei ca. 80° S und 150° E, also unter dem Transantarktischen Gebirge. Dies stimmt gut mit unseren Vorstellungen über die Tiefenstruktur von Faltengebirgen überein und könnte ein Hinweis auf eine tiefer reichende Gebirgswurzel sein.

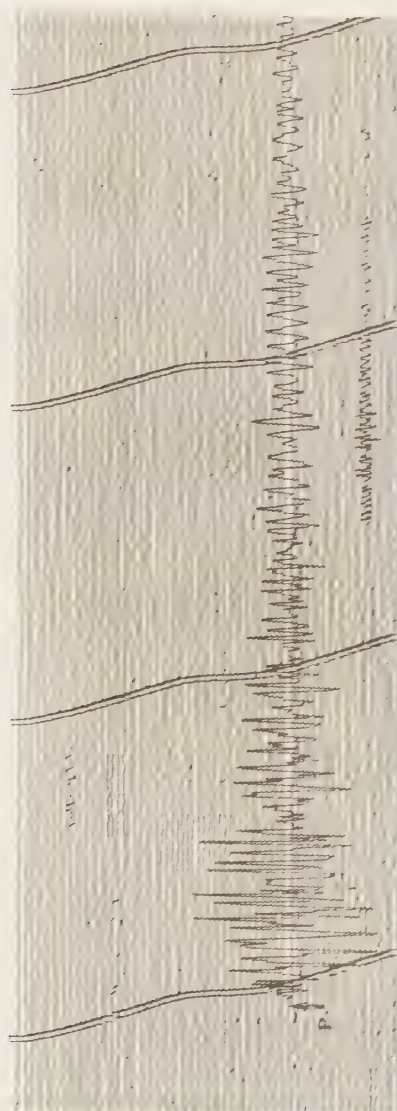
Bei Beben mit Magnituden größer als 6.0 sind die Registrierungen i.a. durch eine sehr stark ausgeprägte Coda so gestört, daß spätere Phasen nicht mehr zu erkennen sind (Abb. 6.2). Eventuelle frühere Reflexionen von wesentlich tiefer gelegenen Diskontinuitäten, vor allem in 400 km und 650 km Tiefe, die mehr als eine Minute vor dem PP-Einsatz auftreten müßten,

lassen sich bei diesen Herd-Entfernungen nicht mehr beobachten. Sie werden entweder von der Coda des Ersteinsatzes überdeckt oder fallen zeitlich in etwa mit der Erdkern-Reflexion PcP zusammen (Abb. 6.1).



23.05.84 NORTH OF MACQUARIE ISLAND
 51.88° S 161.08° E 10 KM mb = 5.8
 $\Delta = 57.58^\circ$

Abb. 6.1: ein Ereignis mit Epizentrum nahe der Macquarie Insel mit deutlicher pp-Phase; evtl. Vorläufer aufgrund von Diskontinuitäten (MOHO, oberster Erdmantel) sind nicht klar genug zu erkennen; der mögliche, aber sehr zweifelhafte P50P-Einsatz muß spekulativ bleiben; der Reflexionspunkt wäre unter dem Transantarktischen Gebirge



07.07.82 NORTH OF MACQUARIE ISLAND
 51.15° S 160.64° E 10 KM mb 6.2
 Δ 58.28°

Abb. 6.2: sehr starke Beben aus dieser Region zeigen in den Registrierungen eine ausgeprägte coda, die mögliche vorlaufende Reflexionen überdecken

Untersuchung von Laufzeit-Residuen:

Als eine der ältesten und oft auch erfolgreichsten Methoden hat sich in der Seismologie die Untersuchung von Laufzeit-Residuen bewährt. Dabei wird versucht, eventuelle systematische Laufzeit-Verfrühungen oder Verspätungen von Erdbeben-Wellen in Beziehung zu setzen zum Aufbau von Erdkruste und oberem Erdmantel unter der Registrier-Station. Das Ziel ist dabei, ein einfaches und plausibles Modell der Struktur des tieferen Untergrundes abzuleiten, das die beobachteten Laufzeit-Residuen erklärt. Gegenüber anderen seismologischen Analyse-Methoden ist die Untersuchung von Laufzeit-Residuen mit dem bisher zur Verfügung stehenden Datenmaterial von geringeren Einschränkungen und Nachteilen betroffen und soll in diesem Kapitel ausführlich behandelt werden.

VI.1.3 EINBEZIEHUNG WEITERER ANTARKTIS-STATIONEN

Ein plausibles Modell des tieferen Untergrundes, das der Realität so nahe wie möglich kommen sollte, läßt sich aus Laufzeit-Residuen i.a. nur dann entwickeln, wenn diese an mehreren, über das interessierende Gebiet möglichst gleichmäßig verteilten Stationen untersucht werden. Diese Voraussetzung ist bei dem dünnen Netz an seismologischen Stationen in der Antarktis nicht gegeben. Deshalb soll in diesem Kapitel in erster Linie versucht werden, durch Einbeziehung von "benachbarten" Stationen, eventuelle gemeinsame oder auch voneinander signifikant verschiedene charakteristische Eigenschaften in den Laufzeit-Residuen herauszuarbeiten. Unter Berücksichtigung der jeweiligen geographischen und geologisch-tektonischen Lage der Stationen sollte so eine Interpretation der Laufzeit-Residuen erleichtert werden.

Als Nachbar-Stationen der GVN-Station sind im engeren Sinn nur die Stationen SANAE (SNA) und NOVOLAZAREVSKAYA (NVL) anzusehen (Abb. 6.3). Diese drei Stationen weisen eine relativ geringe Entfernung zum Kontinental-Abhang auf und sind auch aufgrund ihrer Lage bezüglich des alten Rand-Orogens (Ritscher-Hochland, Mühlig-Hoffmann-Gebirge) in Queen Maud Land vergleichbar, das die Begrenzung des antarktischen Inland-Plateaus bildet. Mit Einbeziehung der Station SYOWA (SYO), die ebenfalls nur in geringer Entfernung zum Kontinental-Abhang liegt,

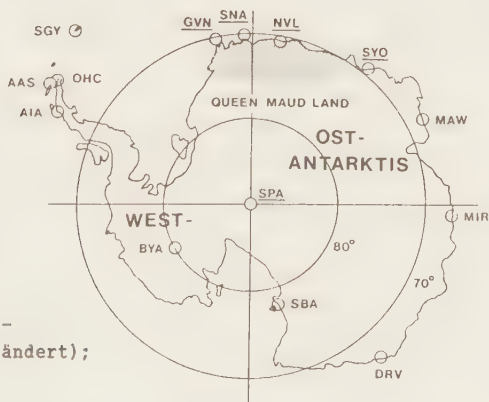


Abb. 6.3:

oben:

die Lage der Stationen
GVN, SNA und NVL am Rande
des antarktischen Kontinents
nahe dem abfallenden Kontinental-
Schelf (aus LA BREQUE, 1986, verändert);

unten:



die Lage der seismologischen Stationen,
die 1983 permanent in Betrieb waren;

soll untersucht werden, ob und wie sich ein eventueller Effekt des Kontinental-Abhanges in den Laufzeit-Residuen nach Osten hin fortsetzt.

Um zu untersuchen, inwiefern sich der passive antarktische Kontinentalrand in den Laufzeit-Residuen an diesen vier Stationen abzeichnet, sollten diese auch an einer Station im Inneren des Kontinents untersucht werden. Die einzige Basis, die dafür zur Verfügung steht, ist die Station AMUNDSEN-SCOTT (SPA) am Südpol. Die Koordinaten der Stationen sind in nachstehender Tabelle angegeben.

Tabelle VI.1

STATION	BREITE	LÄNGE	HÖHE	UNTERGRUND	
GVN	70.62° S	8.37° W	40 m	Schelfeis	
SNA	70.31° S	2.41° W	57 m	Schelfeis	WWSSN -Station 1)
NVL	70.77° S	11.83° E	87 m	Anstehend	2)
SYO	69.01° S	39.59° E	20 m	Anstehend	3)
SPA	90.00° S	0.00° E	2927 m	Inlandeis	WWSSN-Station 2)

Anmerkungen:

- 1) Koordinaten von WONNACOTT (1987, pers. Mitt.), Höhe von ISC (1987)
- 2) ISC Regional Catalogue of Earthquakes (1987)
- 3) JARE DATA REPORTS (1986)

VI.2 DIE METHODE DER UNTERSUCHUNG VON LAUFZEIT-RESIDUEN

VI.2.1 ABSOLUTE RESIDUEN -- DEREN DEFINITION UND BERECHNUNG

Als absolutes Laufzeit-Residuum ABSRES eines Erdbebens, dessen Herd-Koordinaten und Herdzeit bekannt sind, und das an einer Station registriert wird, definiert man die Zeitdifferenz zwischen tatsächlich "beobachteter" Laufzeit T_{obs} und der für eine "Normal-Erde" theoretisch zu erwartenden Laufzeit T_{calc} der seismischen Wellen vom Erdbeben-Herd zur Beobachtungs-Station:

$$ABSRES = T_{obs} - T_{calc} \quad (VI.1)$$

$$T_{obs} = T_{onset} - T_0 \quad (VI.2)$$

T_0 = Herdzeit

T_{onset} = Einsatz-Zeit an der Beobachtungs-Station

Dabei sei bereits erwähnt, daß die "beobachtete" Laufzeit der Erdbeben-Wellen nicht völlig identisch ist mit der "realen" Laufzeit vom Herd-Gebiet zur Station. Die exakten Herd-Parameter sind, abgesehen von einigen NTS Kernsprengungen in der Regel nicht bekannt. Sie stellen aufgrund der von den verschiedenen Agenturen angewandten Lokalisierungs-Verfahren eine Approximation der wahren Herd-Parameter dar und sind deshalb auch fehlerbehaftet. Hierin liegt bereits ein entscheidender Einfluß auf die Fehler von absoluten Residuen, auf die später noch eingegangen werden soll.

Die theoretisch zu erwartende Laufzeit kann mit der errechneten Epizentral-Entfernung und der angegebenen Herdtiefe H aus geeignet gewählten Laufzeit-Tabellen bestimmt werden. Für die hier durchgeführten Berechnungen der absoluten Residuen von P-Phasen wurden die Laufzeit-Tabellen von JEFFREYS und BULLEN (1967) verwendet. In den letzten Jahren wurden zwar neuere und auch exaktere Laufzeit-Tabellen entwickelt (z.B. HERRIN, 1968, HALES et al., 1968, DZIEWONSKI und ANDERSON, 1981). Deren Laufzeiten sind im Mittel um ca. 2 sec geringer als die in den Tabellen von JEFFREYS und BULLEN (im folgenden mit JB-Tabellen abgekürzt) und zeigen vor allem im Entfernungsbereich von ca.

40° bis 80° eine etwas andere Entfernungs-Abhängigkeit. Da die ISC-Lokalisierungen jedoch auf den JB-Tabellen basieren, wurde bei der Bestimmung der absoluten Residuen von P-Phasen aus Konsistenz-Gründen nicht von diesen Tabellen abgewichen.

Die Berechnung der absoluten Residuen von PKP-Phasen basiert auf den Tabellen von HERRIN (1968). Aus Gründen, auf die in VI.3.1 noch näher eingegangen wird, werden PKP-Phasen bei der Interpretation der absoluten Residuen jedoch nicht berücksichtigt. Sie werden nur zur Untersuchung von relativen Residuen herangezogen (siehe VI.2.3).

Die Berechnung der Residuen, die in den wesentlichen Schritten auf der Arbeit von BRÜSTLE (1979) basiert, soll im folgenden kurz umrissen werden.

SCHRITT 1: Bestimmung von Epizentral-Distanz und Azimut aus den geographischen Koordinaten von Epizentrum und Station

Die beiden verwendeten Laufzeit-Tabellen $T(\Delta, H)$ gelten für eine radial-symmetrische, verglichen mit dem Erdellipsoid volumengleiche Erdkugel mit Radius $R = 6371$ km. Deshalb werden die geographischen Koordinaten in geozentrische Koordinaten transformiert und daraus mit den Formeln der sphärischen Trigonometrie Epizentral-Distanz Δ und Azimut ϕ von Beobachtungs-Station zum Epizentrum berechnet.

SCHRITT 2: Interpolation der Laufzeit-Tabelle und Berechnung des Auftauch-Winkels

Mit der so erhaltenen (geozentrischen) Epizentral-Entfernung und der Herdtiefe H wird die entsprechende Tabellen-Laufzeit T_{tab} durch bikubische Spline-Interpolation bestimmt. Die Laufzeiten für P-Phasen sind in Abständen von 1° Herd-Entfernung tabelliert, jedoch nur für Herdtiefen-Intervalle von ca. 60 km. Die HERRIN-Tabellen für PKP-Phasen sind nur für oberflächennahe Herde tabelliert. Es wird deshalb bei PKP-Phasen eine bikubische Spline-Interpolation in der bei HERRIN tabellierten (entfernungs-abhängigen) Tiefen-Korrektur (sog. depth-allowances) durchgeführt. Nach BRÜSTLE beträgt bei bikubischer Spline-Interpolation der Interpolations-Fehler nicht mehr als ± 0.1 sec. Der verwendete Interpolations-Algorithmus erlaubt auch die Berechnung der Ableitung der Laufzeit-Kurve nach der Herd-Entfernung bei konstanter, vorgegebener Herdtiefe. Diese Ableitung, die als Strahl-Parameter p oder auch als "slowness" bezeichnet wird, geht über das verallgemeinerte Brechungs-

Gesetz für eine radial geschichtete Erde in die Berechnung des Auftauch-Winkels i_0 ein:

$$p = \frac{\delta T(\Delta, H)}{\delta \Delta} \bigg|_{H = \text{const.}} \quad (\text{VI.3})$$

$$\text{SIN}(i_0) = \frac{p \cdot v_p(R')}{R'} \quad (\text{VI.4})$$

Der Auftauch- oder Inzidenz-Winkel in einem bestimmten Abstand R' vom Erdmittelpunkt ist dabei definiert als der Winkel zwischen dem Wellenfront-Normalenvektor und der Vertikal-Richtung. Der Auftauch-Winkel i_0 wurde an der Basis der Erdkruste des JEFFREYS-BULLEN Erdmodells in 33 km, bzw. $R' = 6338$ km, berechnet. Als P-Wellen Geschwindigkeit v_p im obersten Erdmantel wurde etwas abweichend vom Modell von JEFFREYS (1939) ein Wert von 8.0 km/sec angenommen (JEFFREYS: 7.75 km/sec).

SCHRITT 3: Bestimmung der Elliptizitäts-Korrektur

Die in den Laufzeit-Tabellen angegebenen Werte gelten für eine kugelsymmetrische Erde. Die Elliptizitäts-Korrektur berücksichtigt die Abweichung der realen Figur der Erde, angenähert durch ein Rotations-Ellipsoid mit der Abplattung ε von der Kugelsymmetrie. Nach BULLEN (1937) kann für geozentrische Koordinaten die Elliptizitäts-Korrektur δT_{ellip} mit folgender Näherungsformel berechnet werden:

$$\delta T_{\text{ellip}} = F(\Delta) \cdot (H'_{\text{epi}} + H'_{\text{sta}}) \quad (\text{VI.5})$$

$F(\Delta)$ ist ein bei BULLEN tabellierter Korrektur-Faktor. H'_{epi} und H'_{sta} stehen dabei für den Höhenunterschied zwischen Ellipsoid und Kugel am Ort des Epizentrums, bzw. der Beobachtungs-Station und werden nach BULLEN mit folgender Beziehung berechnet:

$$H' = \varepsilon \cdot R \cdot (1/3 - \text{SIN}^2(\Phi)) \quad (\text{VI.6})$$

Dabei bedeuten:

- ε = Abplattung des Ellipsoids = 1/297
- R = Radius der Erdkugel = 6371 km
- Φ = geozentrische Breite von Epizentrum, bzw. Station

Der für eine bestimmte Herd-Entfernung benötigte Korrekturfaktor $F(\Delta)$ wird aus den tabellierten Werten durch Spline-Interpolation erhalten. Die Elliptizitäts-Korrektur ist für P-Phasen maximal gleich ± 1 sec, der Fehler der Korrektur ist kleiner als ± 0.3 sec anzunehmen.

SCHRITT 4: Stationshöhen-Korrektur

Dieser Korrektur-Term δT_{elev} gleicht unterschiedliche Höhenlagen der Beobachtungs-Stationen über dem Erdellipsoid aus. Abhängig vom Auftauch-Winkel der Wellenfront-Normalen an der Ellipsoid-Oberfläche wird die zusätzliche Laufzeit der Wellen bis zur höher gelegenen Station berechnet. Bei den hier untersuchten Stationen brauchte diese Korrektur jedoch nur für die Station SOUTH POLE durchgeführt zu werden. Alle übrigen Stationen liegen praktisch auf Meereshöhe, so daß dieser Korrektur-Term zu vernachlässigen ist. An der Station SPA mit einer Höhenlage von 2927 m über NN und einer aus Radar-Messungen bestimmten mittleren Eisdicke von ca. 2900 m (DREWRY, 1975) ist damit nur der Einfluß der Eiskalotte zu berücksichtigen. Mit einer angenommenen mittleren v_p -Geschwindigkeit von 3.80 km/sec im Eis ergibt sich so im Mittel in eine Stationshöhen-Korrektur von ca. + 0.7 sec.

SCHRITT 5: Bildung des Laufzeit-Residuums

Die theoretische Laufzeit T_{calc} setzt sich damit wie folgt zusammen:

$$T_{\text{calc}} = T_{\text{tab}} + \delta T_{\text{ellip}} + \delta T_{\text{elev}} \quad (\text{VI.7})$$

Für das absolute Laufzeit-Residuum RES erhält man so den Ausdruck:

$$\begin{aligned} \text{ABSRES} &= T_{\text{obs}} - T_{\text{calc}} = \\ &= T_{\text{onset}} - T_0 - T_{\text{tab}} - \delta T_{\text{ellip}} - \delta T_{\text{elev}} \end{aligned} \quad (\text{VI.8})$$

VI.2.2 URSACHEN ABSOLUTER LAUFZEIT-RESIDUEN UND DEREN FEHLER

Nimmt man an, daß das den Laufzeit-Tabellen zugrunde liegende Erdmodell die reale Erde im globalen Mittel richtig beschreibt, daß Herd-Koordinaten und Herdzeit exakt bestimmt sind, und daß auch bei der Bestimmung des Ersteinsatzes keine Fehler unterlaufen, so würde man keine Differenzen zwischen beobachteter und theoretischer Laufzeit feststellen.

An vielen seismologischen Observatorien werden jedoch oft "beträchtliche" und auch systematisch mit dem Azimut variierende Laufzeit-Differenzen beobachtet, auch wenn diese Laufzeit-Residuen nur einige Promille der Gesamt-Laufzeit ausmachen. Die Ursache dafür muß deshalb in einer Abweichung der Struktur der realen Erde von der "mittleren" Modell-Erde zu suchen sein, die wiederum mit den jeweils entsprechenden Laufzeit-Tabellen in Beziehung steht. Daraus wird schon ersichtlich, daß Laufzeit-Residuen einen integralen Effekt darstellen: Residuen dokumentieren Abweichungen der Ausbreitungsgeschwindigkeit von seismischen Wellen innerhalb der realen Erde im Vergleich zur Modell-Erde, und zwar längs des ganzen Strahlverlaufes vom Bebenherd zur Beobachtungs-Station. Viele Ergebnisse seismologischer Untersuchungen der letzten Jahrzehnte, insbesondere Arbeiten über die Heterogenität des unteren Erdmantels (z.B. DZIEWONSKI, 1984), zeigen, daß die größten Differenzen zwischen der realen Erde und den (verschiedenen) Erdmodellen vorwiegend im oberen Erdmantel und in der Erdkruste zu suchen sind. Unterhalb einer Tiefe von ca. 700 km kann der Aufbau der Erde als ziemlich homogen und radialsymmetrisch angenommen werden. Nur im Bereich von Subduktions-Zonen, bei denen die abtauchende Lithosphären-Platte relativ schnell bis in größere Tiefen von ca. 600 - 700 km vordringt, können laterale Variationen der physikalischen Parameter auch noch in Tiefen bis 1000 km beobachtet werden (JORDAN, 1977).

Damit können Laufzeit-Residuen im wesentlichen auf "Anomalien" der Erdkruste und des oberen Erdmantels im Herdgebiet und unter der Beobachtungs-Station zurückgeführt werden. Unter dem Begriff Anomalie, im folgenden auch als Geschwindigkeits-Anomalie bezeichnet, ist dabei die Abweichung der realen, regionalen Geschwindigkeits-Struktur von der radialsymmetrischen Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion der Modell-Erde zu verstehen.

Prinzipiell kann nicht unterschieden werden, ob und in welchem Maße die Ursache eines Laufzeit-Residuums in einer Geschwindigkeits-Anomalie im Herdgebiet oder unter der Beobachtungs-Station zu suchen ist. Aus absoluten Residuen abgeleitete Aussagen über Geschwindigkeits-Anomalien des Stations-Untergrundes sind deshalb immer beeinflußt von möglichen Anomalien in Umgebung der Bebenherde. Da der strukturelle Aufbau von oberem Erdmantel und Erdkruste und die damit verbundenen seismischen Geschwindigkeiten in den jeweiligen Bebengebieten, kurz deren "Quellstruktur", i.a. nicht oder nur ungenügend bekannt sind, ist eine eventuelle Residuen-Korrektur bezüglich der Quellstruktur nicht möglich.

Absolute Residuen können jedoch aufgrund der großen Fehler-Einflüsse und der dadurch bedingten starken Streuung ohnehin nicht für sich allein interpretiert werden. Vielmehr ist eine Interpretation der absoluten Residuen nur durch Mittelwert-Bildung innerhalb geeigneter Azimut- und Entfernungs-Intervalle sinnvoll. Basiert diese Residuen-Mittelung auf genügend vielen Beben aus unterschiedlichen seismo-tektonischen Regionen mit voneinander abweichender Quellstruktur, so kann daraus eine Annäherung der so "gemittelten" Quellstrukturen an die "mittlere" Erde erfolgen. Der Einfluß der Quellstrukturen auf die absoluten Residuen kann somit reduziert werden. Eine möglichst gleichmäßige azimutale sowie entfernungsabhängige Verteilung solch unterschiedlicher Beben-Regionen ist dabei von entscheidender Bedeutung, jedoch nur in den wenigsten Fällen gegeben.

Absolute Residuen sind einer Reihe von Fehler-Einflüssen unterworfen. Der daraus resultierende Gesamtfehler liegt in der Größenordnung der Residuen selbst. In vielen Fällen ist dieser Fehler sogar deutlich größer als das eigentliche, "fehlerfreie" Residuum, das man nur aufgrund der von der "mittleren" Erde abweichenden Quell- und Empfängerstrukturen im oberen Erdmantel erwarten würde. Folgende Fehler-Einflüsse sind bei absoluten Residuen zu berücksichtigen:

1. Falsche Bestimmung des Ersteinsatzes
2. Die der Bestimmung der Herd-Parameter und der Residuen-Berechnung zugrunde liegenden Laufzeit-Tabellen, und damit das darauf basierende Geschwindigkeits-Modell der "mittleren" Erde, sind nicht fehlerfrei.
3. Fehlerhaft bestimmte Herdparameter:
 - Herdzeit
 - Herdtiefe
 - Epizentrums-Koordinaten

Das richtige Erkennen des Ersteinsatzes ist abhängig von dem jeweiligen Verhältnis von Nutz- zu Störsignal der registrierten Ereignisse. Durch Beschränkung auf Ereignisse mit großen Ersteinsatz-Amplituden kann dieser Fehler reduziert werden. Da ein Großteil der Ersteinsätze der an GVN erfaßten Ereignisse aus den PCM-Registrierungen bestimmt wurden, die oft noch geeignet gefiltert wurden, kann dieser Fehler selbst bei Ereignissen mit nur geringem Signal-Noise Verhältnis als ziemlich klein angenommen werden.

Die größten Fehler resultieren aus den unter den Punkten 2 und 3 genannten Fehlerquellen, wobei die fehlerhaft bestimmten Herdparameter überwiegen. Die in den ISC-Bulletins angegebenen Standardabweichungen der Epizentrums-Koordinaten von Beben, die auf mehreren 100 gemeldeten Einsätzen basieren, sind in der Größenordnung von 2 bis 3 km. Sie sind nur selten größer als 5 bis 10 km (ADAMS et al., 1982). Diese Fehlerabschätzungen haben aber nur einen rein formalen, mathematischen Charakter.

Die Berechnung der Herd-Parameter im ISC-Rechenzentrum wird mit einem iterativen Verfahren durchgeführt. Ausgehend von einem Start-Parametersatz werden die Herd-Parameter nach der Methode der kleinsten Quadrate (uniforme Reduktion nach JEFFREYS) so lange optimiert, bis die Lösung konvergiert und die Summe der Residuen-Quadrate der meldenden Stationen damit minimal wird. Konvergiert die Lösung nicht, bzw werden negative Herdtiefen erhalten, so wird versucht, die Herdtiefe aus gemeldeten pP und sP-Einsätzen zu bestimmen. Tritt auch hier keine Konvergenz auf, wird das Hypozentrum je nach Beben-Region bei einer Tiefe von 0 oder 33 km, der Basis der Erdkruste des JEFFREYS-BULLEN Modells festgehalten. Daraus wird ersichtlich, daß in vielen Fällen die Herdtiefe nur mit ungenügender Genauigkeit bestimmt werden kann. Prinzipiell sind die Fehler von Hypozentrum und Herdzeit nicht getrennt zu betrachten, sondern aufgrund des angewandten Lokalisierungs-Verfahrens voneinander gegenseitig abhängig. Die von ISC angegebenen Fehler der Herd-Parameter sind deshalb nicht als reelle Fehler anzusehen, vor allem auch deshalb, weil sie auf der Annahme beruhen, daß die verwendeten JEFFREYS-BULLEN Laufzeit-Tabellen das richtige Geschwindigkeits-Modell repräsentieren.

Letzteres trifft vor allem für Subduktions-Zonen, in deren Bereich ca. 80 % aller Erdbeben auftreten, nicht zu (siehe VI.3.2 und VI.3.3). Die Ausbreitungs-Geschwindigkeit seismischer Wellen in den abtauchenden Lithosphären-Platten ist bis zu 10 % höher als im umgebenden Erdmantel. Je nach Abtauchwinkel (20° - 80°) und Tiefenerstreckung (bis 700 km) der Lithosphären-Platte resultieren daraus unterschiedlich starke

laterale Geschwindigkeits-Anomalien. Diese Abweichungen von der Radialsymmetrie haben unter Verwendung der JB-Laufzeit-Tabellen eine systematische Fehl-Lokalisierung von Beben mit geringer bis mittlerer Herdtiefe zur Folge. Deren Hypozentren "wandern" in Richtung der abtauchenden Platte, mehr oder weniger parallel zum Geschwindigkeits-Gradienten. Ein oft zitiertes Beispiel ist die Kernexplosion LONGSHOT auf dem Aleuten-Inselbogen. Verschiedene Lokalisierungen aus teleseismischen Laufzeiten ergaben ein Epizentrum, das bis zu 25 km vom Explosionsort entfernt bestimmt wurde. Die Herdtiefe schwankte dabei zwischen 50 km und 70 km (DAVIES und McKENZIE, 1969).

Fehlerhafte Laufzeit-Tabellen wirken sich in erster Linie zunächst in einer fehlerhaften Herd-Bestimmung aus. Andererseits basieren die Laufzeit-Tabellen auch wieder auf fehlerhaften Berechnungen der Herd-Parameter. Diese beiden Fehlerquellen sind damit nicht voneinander zu trennen und bedingen sich einander gegenseitig. Selbst wenn Herdzeit und Herd-Koordinaten exakt bestimmt sind, führen fehlerhafte Laufzeit-Tabellen zu falschen theoretischen Laufzeiten und damit zu Residuen-Fehlern.

VI.2.3 RELATIVE RESIDUEN -- DEREN DEFINITION UND FEHLER

Die oben erwähnten prinzipiellen Schwierigkeiten bei der Interpretation von absoluten Residuen sowie die darin enthaltenen Fehler können umgangen, bzw. reduziert werden, wenn die Residuen mit denen einer benachbarten Referenz-Station verglichen werden. Als relatives Residuum an einer Station S bezogen auf die Referenz-Station R wird definiert:

$$\text{RELRES} = \text{ABSRES} (S) - \text{ABSRES} (R) \quad (\text{VI.9})$$

Ist die Entfernung der beiden Stationen nicht zu groß, so können die Strahlwege der Wellen im Herdgebiet und auch noch bis in größere Tiefen als nahezu identisch betrachtet werden. Der Einfluß der Quellstruktur auf die relativen Laufzeit-Residuen wird so fast vollständig eliminiert. Bei zu großem Stationsabstand werden die Strahlwege bereits im Herdgebiet schon wesentlich verschieden voneinander sein. Der Einfluß einer möglichen Geschwindigkeits-Anomalie im Herdgebiet kann

damit auch noch in den relativen Residuen erhalten bleiben. Sind in den relativen Residuen jedoch die Effekte von herdseitigen Geschwindigkeits-Anomalien und auch sonstige Fehler-Einflüsse eliminiert oder stark reduziert, so können diese direkt mit einer unterschiedlichen Struktur des tieferen Untergrundes unter den beiden Stationen in Beziehung gebracht werden.

Ein entscheidender Punkt bei der Betrachtung von relativen Residuen liegt darin, daß der Einfluß fehlerhafter Herd-Parameter größtenteils reduziert wird. Ein Vergleich mit Gleichung (VI.8) zeigt, daß bei der Differenz-Bildung die Herdzeit T_0 herausfällt. Eine fehlerhafte Lokalisierung der Beben resultiert an beiden Stationen in nahezu demselben Fehler in den absoluten Residuen. Dabei ist der Einfluß der falsch bestimmten Herdtiefe am geringsten und kann in erster Näherung vernachlässigt werden. Nach ENGDAHL et al. (1977) kann der maximale Fehler in den relativen Residuen aufgrund eines Epizentrums-Fehlers C mit folgender Beziehung abgeschätzt werden:

$$\Delta \text{RELRES}_{\text{max}} = \pm C \cdot \sqrt{A^2 + B^2} \quad (\text{VI.10})$$

Dabei sind:

$$A = (\delta T / \delta \Delta)_S \cdot \cos(\Phi_S) - (\delta T / \delta \Delta)_R \cdot \cos(\Phi_R)$$

$$B = (\delta T / \delta \Delta)_S \cdot \sin(\Phi_S) - (\delta T / \delta \Delta)_R \cdot \sin(\Phi_R)$$

$\Phi_{S, R}$ = Azimut des Ereignisses
an den Stationen S, bzw. R

$(\delta T / \delta \Delta)_{S, R}$ = Strahl-Parameter oder "slowness"
an den Stationen S, bzw. R

C = Miß-Lokalisierung in Grad

Nimmt man einen durchaus realistischen Epizentrums-Fehler von ± 20 km an, so liegt der dadurch bedingte Fehler der relativen Residuen bei ca. ± 0.3 sec (siehe VI.5.3). In Einzelfällen, vor allem bei geringen Herd-Entfernungen, kann der Fehler aber auch ± 1.0 sec erreichen.

Eine Fehlerquelle in den relativen Residuen kann bei der Verwendung von Einsatz-Zeiten aus den ISC-Bulletins nicht eliminiert werden: Wurde an der Referenz-Station auch wirklich der "richtige" Ersteinsatz bestimmt? Durch geeignete Stations-Wahl und aus statistischen Gründen kann jedoch bei einer genügend großen Anzahl an Residuen dieses Problem größtenteils vernachlässigt werden.

VI.2.4 ABSCHÄTZUNG DES MAXIMAL MÖGLICHEN ABSTANDES DER REFERENZ-STATION

Für die Untersuchung der relativen Residuen erwies es sich als notwendig, als Referenz-Station die Station SPA am Südpol zu wählen. Dies hat folgende Gründe:

1. An der Station SPA werden im Gegensatz zu allen anderen, meist sehr küstennahen und damit auch von größerer Bodenunruhe betroffenen Antarktis-Stationen sehr viel mehr Beben registriert.
2. Die Südpol-Station ist aufgrund der dort sehr geringen Bodenunruhe eine der "ruhigsten" Stationen der Erde (ZINK, 1984). Dadurch ist i.a. ein hohes Signal-Noise Verhältnis zu erwarten, so daß anzunehmen ist, daß in der Vielzahl der Fälle auch tatsächlich der wirkliche Ersteinsatz festgelegt werden kann.
3. Diese Station liegt noch im Randbereich des Ostantarktischen Schildes, so daß die Struktur des tieferen Untergrundes als relativ einfach und ungestört durch ausgeprägte Geschwindigkeits-Anomalien angesehen werden kann. Dadurch wird die Interpretation der relativen Residuen an den Stationen GVN, SNA, NVL und SYO nicht zusätzlich durch eine eventuelle komplizierte Geschwindigkeits-Struktur unter der Referenz-Station erschwert. Im Vorgriff auf VI.5.2 sei erwähnt, daß die absoluten Residuen an der Station SPA nur eine sehr geringe azimutale Variation zeigen.

Die Entfernung der Stationen GVN, SNA, NVL und SYO zum Südpol beträgt im Mittel ca. 2200 km. Diese Distanz zur Referenz-Station ist wesentlich größer als die üblichen Stations-Abstände von ca. 600 km bis maximal 1000 km, die in der Literatur angegeben werden. Deshalb sollen in diesem Abschnitt einige Abschätzungen über den maximal zulässigen Abstand der Referenz-Station durchgeführt werden, wenn im Herdgebiet ein bestimmter Öffnungswinkel zwischen den Strahlen zu den beiden Stationen vorgegeben wird.

Zur Vereinfachung wird ein radialsymmetrisches Erdmodell angenommen, das äquivalent sei zu den JB-Laufzeit-Tabellen. Es sollen nur oberflächennahe Beben betrachtet werden, da deren Residuen i.a. am stärksten von einer möglichen anomalen Quellstruktur beeinflusst sind.

Vorgegeben sei ein Strahl vom Bebenherd H zur Station S, der unter dem Emergenzwinkel e_0 im Hypozentrum abtaucht. Um diesen Strahl herum wird ein Strahlenkegel mit dem halben Öffnungswinkel $\delta\Omega_{\max}$ betrachtet, dessen Strahlen zu allen noch zulässigen Referenz-Stationen R führen. Dabei können zwei Grenzfälle unterschieden werden:

a) Die Herd-Entfernung zu beiden Stationen ist gleich:

Dieser Fall ist in Abbildung 6.4 dargestellt. Es gibt dabei zwei mögliche Standpunkte der Referenz-Station. Die Strahlen vom Hypozentrum zu den Referenz-Stationen können bezogen auf den Strahl zur Station S im Azimut um $\pm \delta\Omega_{\max}$ abweichen. Aus den beiden Winkeln $\delta\Omega_{\max}$ und e_0 kann der Winkel berechnet werden. Der maximal zulässige Stationsabstand $D_{\max,1}$ ergibt sich damit als Länge des Bogens von S nach R:

$$D_{\max,1} = \overline{MS} \cdot \Psi = \sin(\Delta) \cdot 6371 \cdot \Psi \quad (\text{VI.11})$$

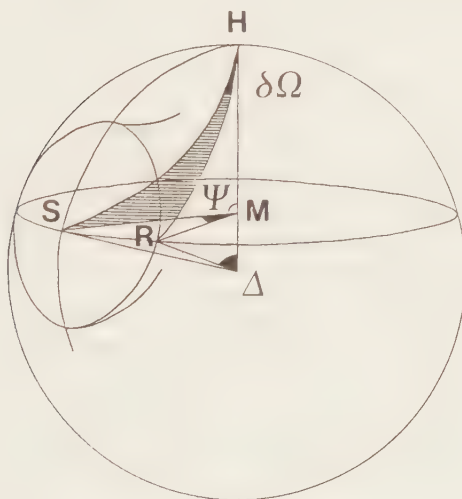


Abb. 6.4: zur Abschätzung des maximal zulässigen Abstandes der Referenz-Station bei vorgegebenem Öffnungswinkel $\delta\Omega_{\max}$ der Strahlen im Herdgebiet (S = Station, R = Referenz-Station, H = Hypozentrum)

b) Hypozentrum und die beiden Stationen liegen auf einem Großkreis:

Die Emergenzwinkel der Strahlen zu den beiden möglichen Referenz-Stationen unterscheiden sich im Hypozentrum um $\pm \delta\Omega_{\max}$ vom Emergenzwinkel des Strahles, der zur Station S führt. Der Strahl tauche unter dem Inzidenzwinkel $i_0(S)$ an der Basis der Erdkruste unter der Station S auf. Für oberflächennahe Beben mit einer Herdtiefe kleiner als ca. 50 km kann der entsprechende Inzidenzwinkel $i_0(R)$ unter den Referenz-Stationen fast fehlerfrei mit $i_0 \pm \delta\Omega_{\max}$ angegeben werden. Der maximal mögliche Stationsabstand $D_{\max}$ kann somit aus der Entfernungs-Abhängigkeit des Inzidenzwinkels an der Basis der Kruste bestimmt werden (Abb. 6.5):

$$D_{\max, 2} = \int_{i_0(S)}^{i_0(R)} |\delta\Delta/\delta i_0| \, di_0 \quad (i_0(R) = i_0(S) \pm \delta\Omega_{\max}) \quad (\text{VI.12})$$

Für kleine Winkel $\delta\Omega_{\max}$ kann $D_{\max}$ näherungsweise mit dem Betrag des Gradienten an der Stelle $i_0(S)$ berechnet werden:

$$D_{\max, 2} = \delta\Omega_{\max} \cdot \left| \delta\Delta/\delta i_0 \right|_{i_0(S)} \quad (\text{VI.13})$$

Je nach Herd-Entfernung und vorgegebenem maximal zulässigen $\delta\Omega_{\max}$ liegen die möglichen Referenz-Stationen damit näherungsweise innerhalb eines Ellipsoids mit den beiden Halbachsen $D_{\max, 1}$ und $D_{\max, 2}$. Als maximal zulässige Entfernung $D_{\max}$ der Referenz-Station kann das arithmetische Mittel der beiden Halbachsen definiert werden.

In Tabelle VI.2 sind für verschiedene Winkel $\delta\Omega_{\max}$ und Herd-Entfernungen bis 90° die maximal zulässigen Abstände der Referenz-Station angegeben.

Für PKP-Phasen, also bei Herd-Entfernungen größer als 110° , können bei vorgegebener maximaler Winkeldifferenz $\delta\Omega_{\max}$ deutlich größere maximale Stationsabstände zugelassen werden.

Der Großteil der an den Stationen GVN, SNA, NVL und SYO berechneten relativen Residuen mit dem Südpol als Referenz-Station basiert auf Beben, deren Herd-Entfernungen größer als 50° sind. Für den Fall a), also gleicher Herd-Entfernung zu Station und Referenz-Station, muß damit bei einer Entfernung

der Referenz-Station von ca. 2200 km rein strahlengeometrisch mit einer mittleren Winkeldivergenz von ca. 12° gerechnet werden. Im Falle b), in dem die beiden Stationen und das Epizentrum auf einem Großkreis liegen, ergibt sich eine mittlere Winkeldivergenz von ca. 6° . Bei azimuthaler Gleichverteilung der Epizentren und Entfernungen größer als 50° kann somit eine mittlere Winkeldivergenz von ca. $8^\circ - 10^\circ$ angenommen werden. In einer Tiefe von 500 km würden damit die beiden Strahlen zu Station und Referenz-Station um ca. 70 km - 90 km voneinander abweichen. Laterale Änderungen von Geschwindigkeits-Anomalien in dieser Größenordnung und Tiefenlage sind jedoch nur auf Subduktions-Zonen beschränkt. In anderen Regionen können wesentliche laterale Variationen der Quellstruktur als großräumiger und auf den obersten Erdmantel begrenzt angenommen werden. Deren Einflüsse auf die relativen Laufzeit-Residuen sind damit, trotz der großen Stationsabstände von mehr als 2000 km zur Referenz-Station SPA, noch als vernachlässigbar anzusehen.

Für relative Residuen von Ereignissen aus Subduktions-Zonen kann dies i.a. nicht mehr vorausgesetzt werden. Abhängig vom Strahlverlauf in Bezug auf Streichrichtung und Einfallen der Lithosphären-Platte können sich größere Winkeldivergenzen in großen, quellseitigen Laufzeit-Unterschieden bemerkbar machen. Relative Residuen solcher Beben sind bei großem Abstand der Referenz-Station i.a. nicht mehr weitgehend unbeeinflusst von der Quellstruktur (siehe VI.3.3).

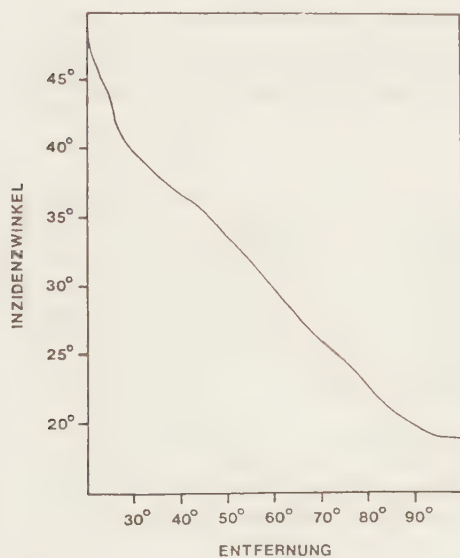


Abb. 6.5:

Inzidenzwinkel an der Basis der Erdkruste in Abhängigkeit von der Herd-Entfernung;

Tabelle VI.2

MAXIMAL ZULÄSSIGER ABSTAND DER REFERENZ-STATION BEI VORGEgebenEM-
ÖFFNUNGSWINKEL DER STRAHLEN ZU STATION UND REFERENZ-STATION

$\delta\Omega_{\max}$ = maximal zulässige Winkeldifferenz im Hypozentrum zwischen den
Strahlen zu den beiden Stationen

$D_{\max, 1}$ = maximaler Stationsabstand bei gleicher Herd-Entfernung

$D_{\max, 2}$ = maximaler Stationsabstand, falls Epizentrum und die beiden
Stationen auf einem Großkreis liegen

$D_{\max}$ = Mittelwert von $D_{\max, 1}$ und $D_{\max, 2}$

ENTFERNUNG	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°	Mittel	
$\delta\Omega_{\max} = 2^\circ$									
$D_{\max, 1}$	140	190	230	280	320	360	390	270	km
$D_{\max, 2}$	560	950	630	650	740	590	1070	740	km
$D_{\max}$	350	570	430	470	530	480	730	510	km

$\delta\Omega_{\max} = 4^\circ$

$D_{\max, 1}$	290	380	470	560	650	740	800	560	km
$D_{\max, 2}$	1130	1910	1270	1310	1490	1190	2140	1490	km
$D_{\max}$	710	1150	870	940	1070	970	1470	1030	km

$\delta\Omega_{\max} = 6^\circ$

$D_{\max, 1}$	430	580	720	860	1000	1130	1240	850	km
$D_{\max, 2}$	1690	2860	1900	1960	2230	1780	3210	2230	km
$D_{\max}$	1060	1720	1310	1410	1620	1460	2230	1540	km

VI.3 DATEN-AUFBEREITUNG

VI.3.1 EINSCHRÄNKUNGEN BEI DER DATEN-AUSWAHL

Die Datenbasis bei der Untersuchung von Laufzeit-Residuen bildeten alle an der Georg-von-Neumayer Station im Zeitraum von April 1982 bis September 1984 registrierten Beben. Die entsprechenden Einsatz-Zeiten an den Stationen SNA, NVL und SPA wurden den ISC-Bulletins, die an der Station SYO den JARE DATA REPORTS (Japanese Antarctic Research Expedition, 1984 - 1986)) entnommen. Erdbeben die an diesen Stationen, jedoch nicht an der GVN-Station registriert wurden, blieben unberücksichtigt.

Für die Untersuchung von absoluten Laufzeit-Residuen kann jedoch nicht der ganze Datensatz herangezogen werden. Die Interpretation von absoluten Residuen sollte nur auf P-Phasen beschränkt bleiben, da die Fehler in den absoluten Residuen von PKP-Phasen ungleich größer sein können. Dies hat folgende Gründe:

1. Die Laufzeit-Kurve für Kernphasen ist nicht eindeutig. Sie zeigt vielmehr eine Aufspaltung in verschiedene Laufzeit-Äste, die bei gleicher Herd-Entfernung unterschiedlichen Strahlwegen im Erdinnern entsprechen (Abb. 6.6). Im Entfernungsbereich von 140° - 150° ist deren zeitlicher Abstand so gering, daß eine sichere Zuordnung der PKP-Einsätze zu den entsprechenden Laufzeit-Ästen nicht mehr möglich ist.
2. PKP-Laufzeit-Tabellen sind nicht so exakt wie die Laufzeit-Tabellen für P-Phasen. Insbesondere sind manche Laufzeit-Äste weniger gut gesichert als andere. Der Zweig DEF (entspricht PKIKP) wird i.a. als der exakteste angesehen, der Zweig AB (entspricht PKP₂) ist dagegen mit größeren Unsicherheiten behaftet. Der Zweig GH (entspricht PKhKP, einem "precursor" von PKIKP) gilt als am wenigsten gesichert und kann mit unterschiedlichen Vorstellungen über die Feinstruktur des Erdkerns erklärt werden.

ISC-Lokalisierungen werden außerdem ohne Einsatz-Zeiten von PKP-Phasen durchgeführt. Deshalb sollten auch schon aus Konsistenz-Gründen PKP-Phasen nicht in die Interpretation von absoluten Residuen mit einbezogen werden.

Da nur ein Teil der Ereignisse an allen untersuchten Stationen registriert wurde, müssen zur Untersuchung von relativen Residuen auch PKP-Phasen miteinbezogen werden. Nur so kann erreicht werden, daß jeder Azimut-Bereich noch mit einer ausreichenden Anzahl an relativen Residuen überdeckt wird. Es wurden nur solche Ereignisse verwendet, deren Einsätze dem Zweig DEF der Laufzeitkurve zuzuordnen sind. Die relativen Residuen von PKP-Phasen basieren auf den Laufzeit-Tabellen von HERRIN (1968). Systematische Abweichungen dieser Tabellen gegenüber den JEFFREYS-BULLEN Tabellen, und implizit damit auch Unterschiede in den zugrunde liegenden Erdmodellen, werden durch die Differenzbildung in den relativen Residuen größtenteils kompensiert. Der dadurch verursachte Fehler kann maximal ± 0.4 sec erreichen, in den meisten Fällen ist er jedoch kleiner als ca. ± 0.2 sec.

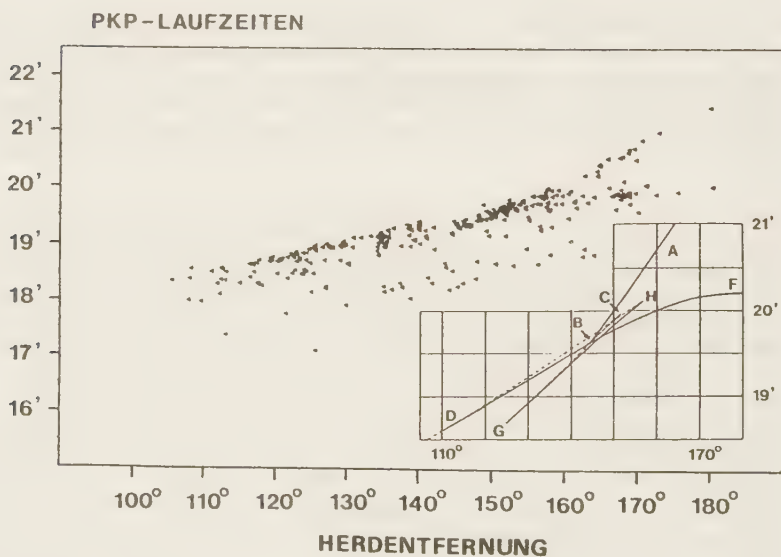


Abb. 6.6: PKP-Laufzeiten (in Minuten) aus den bestimmten Einsatzzeiten an den Stationen GVN, SNA, NVL, SYO und SPA (ohne Herdtiefen-Beschränkung);
kleines Bild: die verschiedenen Laufzeit-Äste für unterschiedliche PKP-Phasen (aus BOLT, 1968)

Problematisch sind Residuen bei geringen Herd-Entfernungen bis ca. 20° - 25° . Die Wellen-Ausbreitung ist hierbei auf den obersten Erdmantel bis in Tiefen von wenigen 100 km beschränkt. Die Residuen können damit nicht mehr mit dem direkten Stations-Untergrund oder der Empfängerstruktur in Beziehung gebracht werden. Vielmehr drücken sich in ihnen regional unterschiedliche Geschwindigkeits-Anomalien im oberen Erdmantel längs des gesamten Strahlweges aus. Des weiteren bewirken die mittlerweile weltweit nachgewiesenen starken Geschwindigkeits-Gradienten in ca. 400 km und 650 km Tiefe im Entfernungsbereich von ca. 10° bis 25° eine Schleifenbildung in den Laufzeit-Kurven. Insbesondere bei Ereignissen mit einem ungünstigen Signal-Noise Verhältnis kann oft nicht mehr eindeutig bestimmt werden, welchem Schleifenast der Ersteinsatz zuzuordnen ist.

Diese Unsicherheiten lassen sich auch mit relativen Residuen nicht umgehen. Deshalb sind alle Residuen-Berechnungen nur auf Herd-Entfernungen größer als 20° beschränkt. Die untere Grenze von 20° mußte dabei so niedrig angesetzt werden, damit jeder Azimut-Bereich nach Möglichkeit noch mit einer ausreichenden Anzahl von Residuen überdeckt wird.

VI.3.2 UNTERSUCHUNG UNTERSCHIEDLICHER RESIDUEN-CLUSTER

Die azimutale Verteilung der absoluten Residuen von P-Phasen an den Stationen GVN, NVL, und SPA ist in den Abbildungen 6.7 a) bis c) dargestellt. Charakteristisch für alle Stationen ist die extrem unterschiedliche azimutale Verteilungsdichte der Residuen. Ca. 80% aller Residuen liegen innerhalb nur sehr begrenzter Azimut-Intervalle mit einer Intervall-Breite von 15° - 25° . Diese enge Cluster-Bildung beruht einerseits darauf, daß auch ca. 80% der globalen Seismizität auf Subduktions-Zonen begrenzt ist. Vor allem aber sind die Azimute von den Epizentren zu den jeweiligen Stationen nur wenig verschieden von den Streichrichtungen der Subduktions-Zonen.

An den Stationen GVN und SPA sind bei ca. 180° -Azimut zwei eng benachbarte Residuen-Cluster zu beobachten, deren Mittelwerte mit mehr als 1.5 sec Differenz signifikant verschieden sind. Diese Unterschiede können nicht mit einer Anomalie des Stations-Untergrundes unter den beiden Stationen erklärt wer-

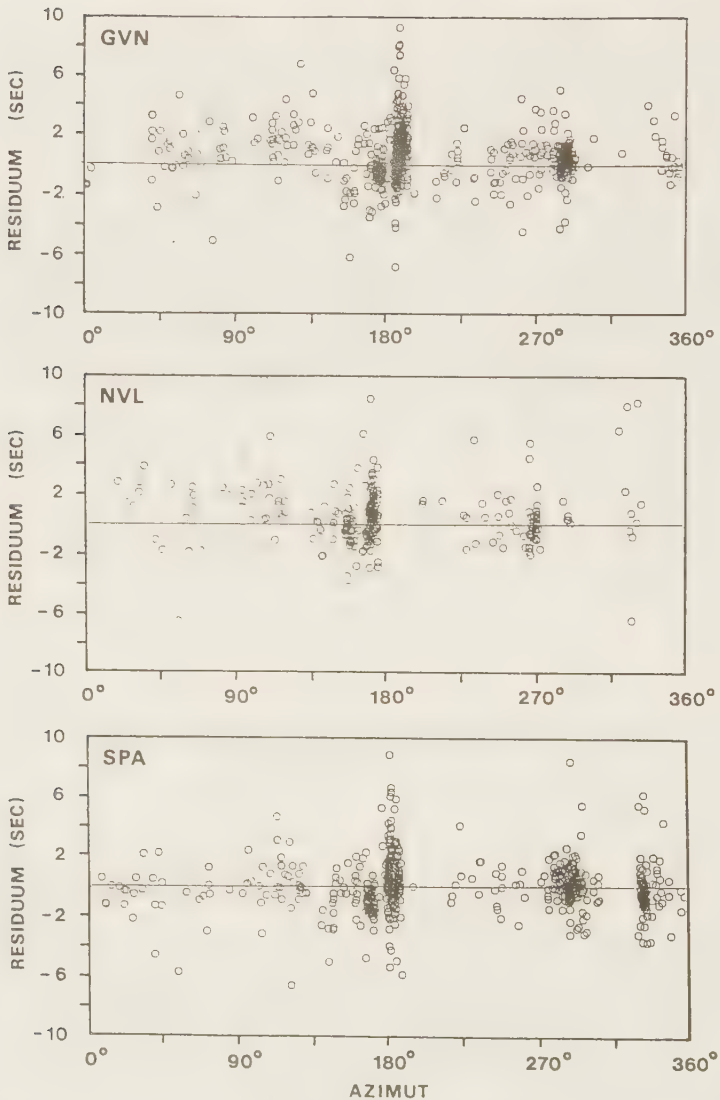


Abb. 6.7: Absolute Laufzeit-Residuen der Stationen GVN, NVL und SPA; man beachte die extreme Datenkonzentration innerhalb sehr begrenzter Azimut-Intervalle; (die 4 Residuen-Cluster an der Station SPA repräsentieren die Bebenregionen Neue Hebriden, die Region Fidschi-Tonga-Kermadec, die Andenregion und den South Sandwich Inselbogen)

den, sondern müssen quellseitig ihre Ursache haben. Die entsprechenden Epizentren gehören zu der Subduktions-Zone in den Neuen Hebriden, bzw. überwiegend zu der Subduktions-Zone entlang der Inselkette Fidschi-Tonga-Kermadec. Systematische Lokalisierungs-Fehler, die die Hypozentren zu weit in Abtauch-Richtung der subduzierten Lithosphären-Platte "schieben", müssen als Ursache ausgeschlossen werden. Die Vektoren von den wirklichen zu den errechneten Hypozentren können für alle diese Beben als nahezu senkrecht zur Beobachtungs-Richtung betrachtet werden (ENGDAHL et al., 1982). Es ist somit kein signifikant systematischer Unterschied in den Herd-Entfernungen zu den realen und den fehlerhaft lokalisierten Hypozentren zu erwarten. Ebenso müssen mögliche Fehler in den Laufzeit-Tabellen ausgeschlossen werden. Die mittleren Herd-Entfernungen sind für die Stationen GVN, SNA, NVL und SYO nahezu gleich, und die mittleren Entfernungen zu den beiden Herd-Regionen unterscheiden sich nur um ca. 5°.

In Abbildung 6.8 sind die Mittelwerte dieser Residuen-Cluster gegen die Winkel aufgetragen, die von den Streichrichtungen der Subduktions-Zonen mit dem mittlerem Azimut von den Epizentren zu den Stationen eingeschlossen werden. Um Einflüsse von stationsbedingten Geschwindigkeits-Anomalien zu reduzieren, wurde von den Residuen-Mitteln ein Korrektur-Term subtrahiert. Dieser Korrektur-Term wurde aus der mittleren azimuthalen Variation der Residuen bestimmt. Mittlere Stations-Residuen und systematische azimuthale Variationen der Residuen an diesen Stationen sind somit weitgehend aus den Residuen-Mitteln entfernt.

Auffallend sind die deutlich größeren Residuen-Mittel der Fidschi-Tonga-Kermadec Ereignisse verglichen mit denen der Neuen Hebriden Ereignisse. Des weiteren kann, zumindest bis zu einem Winkel von ca. 25°, für beide Beben-Gebiete ein ausgeprägter Trend festgestellt werden: Mit abnehmendem Winkel zwischen Streichrichtung der Subduktion und dem mittleren Azimut von den Epizentren zu den Stationen nehmen auch die Residuen-Mittel ab. Dabei ist dieser Trend für die Residuen der Neuen Hebriden Ereignisse besonders drastisch.

Die Ursache für diesen Trend liegt in der abtauchenden Lithosphären-Platte und den höheren Ausbreitungs-Geschwindigkeiten innerhalb der Platte.

In den Subduktions-Zonen sind die Beben-Herde fast ausschließlich auf die Oberseite der Lithosphären-Platte, die sog. Benioff-Zone konzentriert. Deshalb muß auch bei einem Strahlverlauf, der nur auf die rück- oder ozeanseitigen Bereiche der Subduktion beschränkt bleibt, ein Teil der Wellen-Ausbreitung

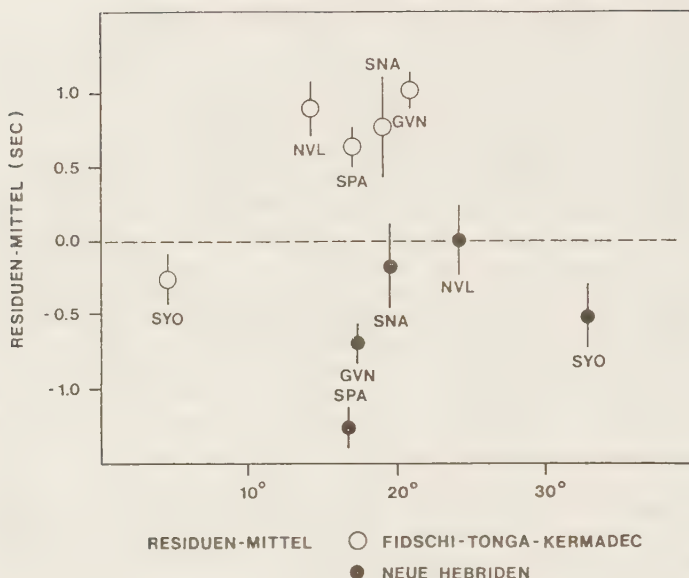


Abb. 6.8: Mittelwerte der dicht nebeneinander liegen Residuen-Cluster von Beben in den Neuen Hebriden und der Region Fidschi-Tonga-Kermadec an den verschiedenen Stationen in Abhängigkeit vom mittleren Azimut bezüglich der Streichrichtungen der jeweiligen Subduktionszonen (vom Epizentrum zu den Stationen)

innerhalb der Lithosphären-Platte erfolgen. Je kleiner dabei der Winkel zwischen dem Streichen der Subduktions-Zone und dem Azimut zur Station ist, um so länger kann die Wellen-Ausbreitung in der "schnelleren" Platte erfolgen, bevor der "langsamere" normale Erdmantel erreicht wird. Gegenüber einem Strahlweg, der einen größeren Winkel einschließt, resultiert daraus bei gleicher Herd-Entfernung eine Laufzeit-Erniedrigung und damit ein kleineres Laufzeit-Residuum.

Für die Subduktionszone im Bereich des Tonga-Grabens leitete SLEEP (1973) ein Modell der Geschwindigkeits-Tiefenverteilung für den oberen Erdmantel ab und berechnete damit die Laufzeit-Residuen, die sich daraus theoretisch für unterschiedliche Stations-Azimute ergeben müßten (Abb. 6.9). Von einer einzigen Ausnahme abgesehen liegen alle stations-korrigierten Residuen-Mittel der Beben aus der Region Fidschi-Tonga-Kermadec nahezu exakt auf dieser theoretischen Residuen-Kurve.

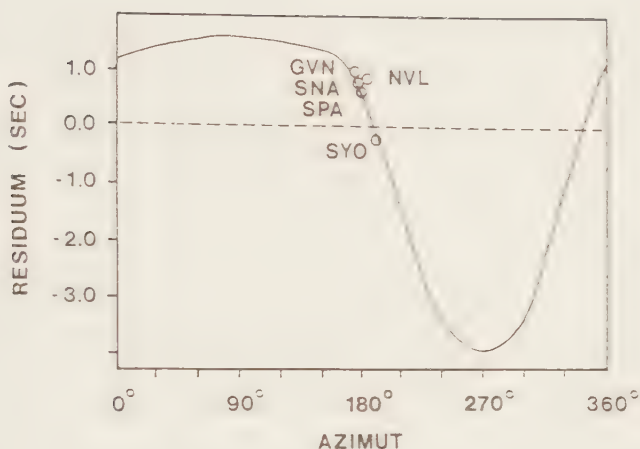


Abb. 6.9: die für ein Modell der Geschwindigkeits-Tiefenverteilung der Subduktions-Zone im Bereich des Tonga-Grabens ("Tonga-Slab") nach SLEEP (1973) theoretisch zu erwartenden Laufzeit-Residuen in Abhängigkeit vom Azimut (vom "Tonga-Slab" zu den Stationen); die von stationsseitigen Einflüssen weitgehend befreiten Mittelwerte der Residuen von Ereignissen aus dieser Region liegen für alle Stationen nahezu exakt auf der theoretischen Modell-Kurve

Einschränkend sei erwähnt, daß die von SLEEP "modellierte" Residuen-Variation streng nur für oberflächennahe Beben und eine Stations-Entfernung von 60° gilt. Die Residuen-Mittel der Fidschi-Tonga-Kermadec Beben in Abbildung 6.9 sind dagegen keiner Herdtiefen-Beschränkung unterworfen. Der Großteil der Beben ist mit Herdtiefen kleiner als 100 km (siehe auch Abb. 6.10) jedoch noch als relativ oberflächennah anzusehen. Die mittleren Herd-Entfernungen liegen für die Stationen SYO, GVN, NVL und SNA zwischen 82° und 86°, für die Station SPA beträgt sie dagegen nur ca. 65°. Auf die generelle Übereinstimmung zwischen den bestimmten Residuen-Mitteln und den theoretischen Werten haben diese Abweichungen jedoch nur einen geringen Einfluß, was mit der Station SPA deutlich zu sehen ist.

Die Ursache für die an allen Stationen deutlich niedrigeren mittleren Residuen von Neuen Hebriden Beben gegenüber denen von Fidschi-Tonga-Kermadec Beben kann nicht allein in einem generellen Unterschied in den Ausbreitungs-Geschwindigkeiten in den jeweiligen Herd-Gebieten begründet sein. Nach Untersuchungen von DUBOIS (1971) kann im oberen Erdmantel westlich der Neuen Hebriden eine relativ geringe Ausbreitungs-Geschwin-

digkeit von ca. 7.9 km/sec angenommen werden. Dies entspricht in etwa dem Bereich, in dem auch die Wellen-Ausbreitung zu den untersuchten Stationen erfolgt. Andererseits zeichnet sich nach PRASAD und BOCK (1987) der obere Erdmantel im rückseitigen Bereich der Tonga-Kermadec Subduktions-Zone bis in eine Tiefe von ca. 100 km durch eine relativ hohe P-Wellen-Geschwindigkeit von ca. 8.3 km/sec aus. Damit müßte eigentlich, unter der Annahme, daß diese Geschwindigkeits-Differenzen noch bis in größere Tiefen zutreffen, der umgekehrte Effekt zu beobachten sein. Eine mögliche Erklärung, daß dies nicht zutrifft, könnte in den unterschiedlichen Abtauch-Winkeln der Lithosphären-Platten liegen. Der Abtauch-Winkel der Benioff-Zone liegt in den Neuen Hebriden bei ca. 65° - 70°. Unter den Tonga-Inseln, dem Gebiet auf dessen Seismizität der Großteil der Residuen dieser Region basiert, beträgt der Abtauch-Winkel ca. 55° - 60° (BURBACH und FROHLICH, 1986).

Die völlig verschiedenen Residuen-Mittel von Beben in den Neuen Hebriden einerseits und von Beben in der Region Fidschi-Tonga-Kermadec andererseits verdeutlichen, wie unterschiedlich absolute Laufzeit-Residuen durch Geschwindigkeits-Anomalien im Herdgebiet beeinflußt werden können. Vor allem in Subduktions-Zonen kann die abtauchende "schnellere" Lithosphären-Platte, je nach Azimut zur Beobachtungs-Station, starke Variationen in den absoluten Residuen verursachen. Solche "Slab-Effekte" können auch durch Berechnung relativer Residuen bei zu großem Abstand der Referenz-Station und ungünstigem Azimut der beiden Stationen zur Subduktions-Richtung nicht mehr eliminiert werden. Es kann sogar der gegenteilige Effekt auftreten. Anstatt die Fehler in den Herd-Parametern und den Einfluß der Quellstrukturen zu reduzieren, kann ein zusätzlicher, noch größerer Fehler in die relativen Laufzeit-Residuen eingehen.

Relative Residuen der Stationen GVN, SNA und NVL (relativ zur Station SPA als Referenz) können zumindest für Beben der Region Fidschi-Tonga-Kermadec als nahezu frei von "Slab-Effekten" angesehen werden. Bei relativen Residuen von Neuen Hebriden Beben kann dies nur mehr für die Station GVN angenommen werden. Dagegen können relative Residuen der Station SYO für Beben in beiden Regionen, zumindest für Beben mit geringen Herdtiefen, zu einem recht beträchtlichen Anteil noch durch die jeweiligen Quellstrukturen kontaminiert sein.

VI.3.3 NOTWENDIGKEIT WEITERER DATEN-REDUKTION

Um aus den Laufzeit-Residuen Aussagen über eventuelle Geschwindigkeits-Anomalien unter den Stationen abzuleiten, müssen Einflüsse von anomalen Strukturen im Herdgebiet auf das jeweilige Auswerte-Verfahren weitgehend herausgehalten werden.

Eine Möglichkeit besteht darin, daß bei Subduktions-Zonen nur solche Beben zur Residuen-Berechnung herangezogen werden, die die größten Herdtiefen aufweisen. Unterhalb der Endtiefe der subduzierten Lithosphären-Platte sind laterale Geschwindigkeits-Anomalien als weniger stark ausgeprägt anzunehmen. Die Wellen-Ausbreitung erfolgt schneller in homogenen Bereichen des Erdmantels, die mehr einem radialsymmetrischen Erdaufbau entsprechen. Vor allem relative Residuen können somit von "Slab-Effekten" weitgehend befreit werden.

In Abbildung 6.10 sind die absoluten Residuen von Beben der drei Haupt-Bebengebiete, den Neuen Hebriden, der Region Fidschi-Tonga-Kermadec und dem Andengürtel in Abhängigkeit von der Herdtiefe aufgetragen. Durch lineare Regression sollte dabei ein möglicher Trend in der Herdtiefen-Abhängigkeit erfaßt werden. Da an den Stationen GVN und SPA die Anzahl der registrierten Ereignisse gegenüber den anderen Stationen weitaus höher liegt, sind nur diese beiden Stationen dargestellt. Es kann folgendes festgestellt werden:

1. Die Residuen von Beben der Region Fidschi-Tonga-Kermadec zeigen an beiden Stationen eine erhebliche Streuung, die allerdings mit zunehmender Herdtiefe deutlich abnimmt. Besonders auffallend ist die große Residuen-Variation bei einer Herdtiefe von 33 km (Abb. 6.10 a)). Dies bedeutet nichts anderes, als daß die Herd-Parameter dieser Ereignisse mit besonders großen Fehlern behaftet sind. Absolute Residuen solcher Ereignisse sind damit im wesentlichen nur von fehlerhaften Herd-Parametern bestimmt. Dabei ist nicht allein die Herdtiefe als einzige, entscheidende Fehlerquelle anzusehen. Vielmehr sind aufgrund der Lokalisierungs-Verfahren, die am ISC-Rechenzentrum angewandt werden, die Fehler aller vier Herd-Parameter (Herd-Koordinaten, Herdtiefe, Herdzeit) miteinander verknüpft (siehe VI.2.2).

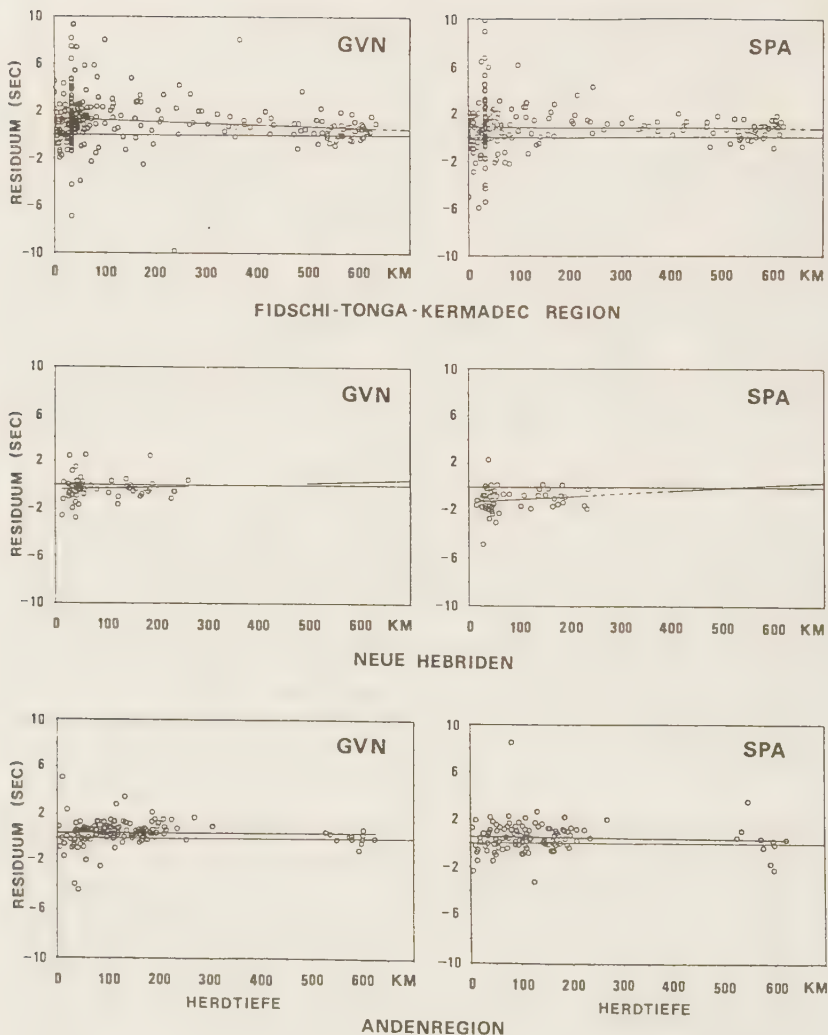


Abb. 6.10: Abhängigkeit der Residuen von der Herdtiefe für Erdbeben in den Regionen Fidschi-Tonga-Kermadec, Neue Hebriden und im Andenraum an den Stationen GVN und SPA; man beachte die ungewöhnlich hohe Streuung der Residuen von oberflächennahen Beben in der Region Fidschi-Tonga-Kermadec; die extrapolierten Geraden der linear approximierten Tiefen-Abhängigkeit der Residuen von Fidschi-Tonga-Kermadec Beben und Beben in den Neuen Hebriden schneiden sich an beiden Stationen übereinstimmend bei einer Tiefe von ca 700 km

Die starke Variation der Fidschi-Tonga-Kermadec-Residuen gegenüber der deutlich geringeren Residuen-Streuung von Beben in den anderen beiden Regionen, vorwiegend bei geringeren Herdtiefen kleiner als 100 km, muß zu einem großen Teil in einer ungünstigeren Stations-Verteilung begründet sein. Für die Lokalisierungs-Genauigkeit ist eine ausreichende und möglichst gleichmäßige Überdeckung des Herdgebietes mit nahegelegenen Beobachtungs-Stationen von großer Bedeutung. Vor allem Fehler in der Herdtiefen-Bestimmung können bei der Verwendung von genügend Stationen, die nicht weiter als ca. 10° - 15° vom Bebenherd entfernt liegen, weitgehend reduziert werden. Das Netz seismologischer Beobachtungs-Stationen ist im zentralpazifischen Raum sehr weitmaschig. Für die Lokalisierung von Beben in der Region Fidschi-Tonga-Kermadec stehen daher nur sehr wenige Stationen im Nahbereich der Epizentren zur Verfügung. Zudem liegen diese wenigen Stationen vorwiegend auf der Inselkette des Tonga-Rückens, also direkt über der subduzierten Platte, während im ozeanseitigen Bereich vor der eigentlichen Subduktions-Zone die Stations-Verteilung noch ungünstiger ist.

Die Streuung in den relativen Residuen zwischen den beiden Stationen SPA und GVN ist dagegen wesentlich geringer und im wesentlichen nur mehr auf Herdtiefen kleiner als 75 km beschränkt (Abb. 6.10 b)). Die größten Abweichungen vom Mittelwert zeigen auch hier wieder Residuen von Beben, deren Herdtiefen mit 33 km angegeben werden. Die Herd-Parameter dieser Ereignisse können damit in Einzelfällen mit extremen Fehlern behaftet sein, die bei großem Abstand der Referenz-Station in den relativen Residuen nur mehr unwesentlich reduziert werden können.

2. Es ist zwischen den Stationen GVN und SPA kein signifikant großer Unterschied in der Herdtiefen-Abhängigkeit der absoluten Residuen zu beobachten, sowohl für Residuen von Fidschi-Tonga-Kermadec Beben als auch für Residuen von Ereignissen in den Neuen Hebriden.

Dagegen kann an beiden Stationen neben der augenfälligen Diskrepanz der Residuen-Mittel auch ein relativ deutlicher Unterschied in der Herdtiefen-Abhängigkeit der Residuen für die zwei unterschiedlichen Herd-Regionen festgestellt werden. Wie bereits oben gezeigt wurde, müssen diese Unterschiede im wesentlichen in voneinander abweichenden Geschwindigkeits-Anomalien in den jeweiligen Herd-Regionen begründet sein. Geschwindigkeits-Anomalien unter den beiden Stationen GVN und SPA haben auf die absoluten Residuen der

Fidschi-Tonga-Kermadec Beben, bzw. auf die Residuen von Ereignissen in den Neuen Hebriden einen nahezu identischen Einfluß.

Extrapoliert man nun die linear approximierte Herdtiefen-Abhängigkeit der absoluten Residuen von Fidschi-Tonga-Kermadec Beben und vor allem von Neuen Hebriden Beben in größere Tiefen, so schneiden sich an beiden Stationen die entsprechenden Geraden ziemlich exakt bei einer Tiefe von 700 km (Abb. 6.10 c)). Dies kann so interpretiert werden, daß mit zunehmender Herdtiefe die Einflüsse von unterschiedlichen Geschwindigkeits-Anomalien im Herdgebiet auf die absoluten Residuen mehr und mehr abnehmen und ab einer Tiefe von 700 km praktisch verschwinden. Anders ausgedrückt könnte man daraus den -- vorsichtigen -- Schluß ziehen, daß unterhalb einer Tiefe die Struktur der Erde als ziemlich homogen und radialsymmetrisch zu betrachten ist.

3. Die absoluten Residuen von Anden-Beben zeichnen sich durch eine geringere Streuung aus und weisen an beiden Stationen GVN und SPA auch keine signifikante Herdtiefen-Abhängigkeit auf. Dies kann zum einen mit dem geringeren Abtauchwinkel der subduzierten Lithosphären-Platte zwischen 10° und 35° (BURBACH und FROHLICH, 1986) erklärt werden. Zum anderen ist aber auch das Netz seismologischer Beobachtungs-Stationen im Andenraum deutlich dichter als im zentralpazifischen Raum, so daß mehr Nahbereichs-Stationen zur Lokalisierung zur Verfügung stehen.

Um bei der weiteren Auswertung, vor allem bei der azimutalen Approximation der Residuen (nächster Abschnitt) eine Verzerrung der Ergebnisse durch offensichtliche Quelleffekte weitgehend auszuschließen, ist deshalb eine weitere Datenreduktion notwendig. Aufgrund obiger Ausführungen erscheint es sinnvoll, aus den jeweiligen Residuen-Clustern nur die Ereignisse herauszunehmen, deren Herdtiefe eine bestimmte Mindesttiefe übertrifft. Die an den einzelnen Stationen sehr ungleiche Anzahl der detektierten Ereignisse machte es notwendig, diese Grenze etwas flexibel auszulegen. Für die Stationen GVN und SPA konnten die Mindesttiefen am rigorosesten festgelegt werden. Die Grenztiefen für die jeweiligen Residuen-Cluster sind nachfolgend gelistet:

	Fidschi-Tonga-Kermadec	Neue Hebriden	Andenraum	South Sandwich
GVN	$H \geq 600 \text{ km}$	$H \geq 150 \text{ km}$	$H \geq 500 \text{ km}$	$(H \geq 75 \text{ km})$
SNA	$H \geq 300 \text{ km}$	$H \geq 50 \text{ km}$	$H \geq 150 \text{ km}$	$(H \geq 50 \text{ km})$
NVL	$H \geq 550 \text{ km}$	$H \geq 100 \text{ km}$	$H \geq 75 \text{ km}$	$H \geq 0 \text{ km}$
SYO	$H \geq 550 \text{ km}$	$H \geq 100 \text{ km}$	$H \geq 150 \text{ km}$	$H \geq 75 \text{ km}$
SPA	$H \geq 575 \text{ km}$	$H \geq 150 \text{ km}$	$H \geq 175 \text{ km}$	$H \geq 75 \text{ km}$

VI.4 ZUR AZIMUTALEN RESIDUEN-VARIATION

VI.4.1 APPROXIMATION DER AZIMUTALEN RESIDUEN-VARIATION MIT $\cos(\phi)$ - UND $\cos(2\phi)$ -FUNKTIONEN

Betrachtet man in Abbildung 6.7 die absoluten Residuen der GVN-Station, so kann man trotz der großen Streuung eine systematische, sinusförmige Variation der Residuen mit dem Azimut erkennen. Für nordöstliche bis südöstliche Richtungen sind die absoluten Residuen deutlich größer und fast ausnahmslos positiv, während sie für südliche bis westliche Richtungen kleiner und zum Teil auch negativ sind. Die Residuen der anderen Stationen lassen zwar teilweise ebenfalls einen systematischen Trend vermuten, doch ohne eine spezielle Analyse kann eine signifikante azimutale Variation nicht mit Sicherheit bestätigt werden.

Eine Reihe von Arbeiten, insbesondere von BOLT und NUTTLI (1966), HERRIN und TAGGART (1968) und in den letzten Jahren von DZIEWONSKI und ANDERSON (1983) hat gezeigt, daß an vielen seismologischen Stationen eine signifikante Abhängigkeit der Residuen vom Azimut zu beobachten ist. In fast allen Fällen läßt sich dabei eine mehr oder weniger zyklische, sinusförmige Variation der Residuen mit dem Azimut feststellen. Aus diesem Grunde wird oft versucht, vor allem wenn die Daten starken Streuungen unterworfen sind, die azimutale Variation der Residuen durch Sinus- oder Cosinus-Terme zu approximieren und die daraus resultierende Ausgleichskurve zu interpretieren. Signifikante strukturelle Abweichungen des tieferen Stations-Untergrundes sollten sich, eine relativ einfache Geometrie vorausgesetzt, auch in einer entsprechend einfachen, signifikanten Residuen-Variation widerspiegeln.

In dieser Arbeit soll deshalb untersucht werden, ob die Residuen der einzelnen Stationen eine signifikante, funktionale Abhängigkeit vom Azimut Φ aufweisen und mit welcher Untergrund-Struktur sie in Verbindung gebracht werden können. Den gesuchten funktionalen Zusammenhang zwischen Residuen und Azimut soll die Funktion $F(\Phi)$ beschreiben, die nach der Methode der kleinsten Quadrate an die Residuen approximiert wird:

$$F(\Phi) = A_0 + \underbrace{A_1 \cdot \cos(\Phi - \Phi_1)}_{1. \text{ azimut. Term}} + \underbrace{A_2 \cdot \cos(2 \cdot (\Phi - \Phi_2))}_{2. \text{ azimut. Term}} \quad (\text{VI.14})$$

1. azimut. Term 2. azimut. Term

Wie können die einzelnen Terme interpretiert bzw. mit welchen einfacheren strukturellen Merkmalen des Stations-Untergrundes können diese erklärt werden?

Es erscheint zunächst plausibel, den konstanten Term A_0 als das mittlere Stations-Residuum zu bezeichnen. Im Gegensatz zum Mittelwert der Residuen wird das so definierte mittlere Stations-Residuum weniger von einer ungleichen azimutalen Residuen-Verteilung beeinflusst sein. Der A_0 -Term ist damit in erster Linie bezeichnend für die mittlere Geschwindigkeits-Tiefenverteilung unter der Station.

Der erste azimutale Term kann als Effekt einer nicht horizontalen Geschwindigkeits-Diskontinuität interpretiert werden z.B. einer einfallenden MOHO. Der Einfallswinkel der Diskontinuität und der damit verbundene Geschwindigkeits-Kontrast bestimmen dabei den Koeffizienten A_1 , während der Phasenwinkel Φ_1 mit der Richtung des Einfallens verknüpft ist.

Ein entsprechendes Beispiel ist in Abbildung 6.11 angeführt. Dargestellt sind die Modell-Residuen, die man für eine 10 km mächtigere Erdkruste erhalten würde deren Basis unter 15° nach Osten hin einfällt. Die azimutale Variation der Modell-Residuen läßt sich exakt durch eine Cosinus-Funktion plus einen konstanten Term approximieren.

Der zweite azimutale Term kann verschieden interpretiert werden. Eine Möglichkeit der Interpretation besteht darin diesen auf eine mehr oder weniger symmetrische, langgestreckte Variation in der Tiefenlage bestimmter Geschwindigkeits-Niveaus unter der Station zurückzuführen, z.B. auf eine eng begrenzte "Aufwölbung" einer Zone erniedrigter Ausbreitungs-Geschwindigkeit. Alternativ dazu kann dieser zweite azimutale Term auch als Effekt einer Geschwindigkeits-Anisotropie interpretiert werden. In den letzten Jahren hat in der Literatur diese Möglichkeit der Interpretation immer mehr Beachtung und stüt-

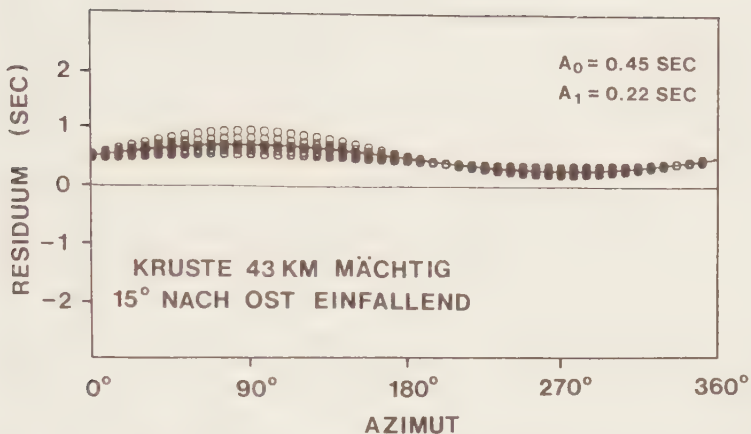


Abb. 6.11: $\text{COS}(\phi)$ -Approximation von Modell-Residuen für eine gegenüber dem Referenz-Modell um 10 km mächtigere Erdkruste, deren MOHO unter einem Winkel von 15° nach Osten hin abtaucht (Erdkruste: $v_p = 6.0$ km/sec, Erdmantel: $v_p = 8.0$ km/sec, Inzidenzwinkel an der Basis der Kruste: $15^\circ - 45^\circ$)

zende Argumente erhalten. Im Koeffizienten A_2 drückt sich wiederum der Geschwindigkeits-Kontrast, bzw. das Maß der Geschwindigkeits-Anisotropie aus. Der Phasenwinkel ϕ_2 ist mit der Streichrichtung der Anomalie, bzw. den Richtungen größter und kleinster Ausbreitungs-Geschwindigkeit verknüpft.

In der oben angegebenen Form der Funktion $F(\phi)$ bestimmen die Phasenwinkel ϕ_1 und ϕ_2 die Azimute, bei denen die angepaßten Cosinus-Terme jeweils ihre Maximal-Amplituden annehmen. Diese Azimute können deshalb als die "langsamen" Richtungen der entsprechenden Approximation angesehen werden, wobei sich für den zweiten azimutalen Term bei einem Azimut von $\phi_2 + 180^\circ$ noch eine zweite "langsame" Richtung ergibt.

Komplexere Geschwindigkeits-Strukturen werden natürlich auch in einer entsprechend komplizierteren Abhängigkeit der Residuen vom Azimut resultieren, die durch die Funktion $F(\phi)$ nicht oder nur ungenügend beschrieben werden. Umgekehrt kann eine azimutale Variation der Residuen, die sehr gut durch die Funktion $F(\phi)$ approximiert wird, nicht in jedem Fall auf entsprechend "einfache" Anomalien des Stations-Untergrundes zurückgeführt werden. Es ist durchaus möglich, daß auch komplexere Anomalien, bzw. verschiedene Struktur-Elemente davon,

eine mehr oder weniger zyklische Residuen-Variation verursachen können, die noch signifikant mit Cosinus-Termen approximiert werden kann.

Laufzeit-Residuen werden jedoch im wesentlichen nur durch großräumige und relativ ausgeprägte Geschwindigkeits-Anomalien in Erdkruste und vor allem im oberen Erdmantel verursacht. Kleinräumige strukturelle Variationen innerhalb der Erdkruste haben nur verschwindenden Einfluß auf die Residuen. Deshalb ist es in den meisten Fällen gerechtfertigt, die approximierte Residuen-Verteilung mit nur wenigen, entsprechend großräumigen und auch geometrisch einfachen strukturellen Variationen des Stations-Untergrundes zu erklären.

Entscheidend für eine sinnvolle und signifikante Residuen-Approximation ist eine möglichst azimutale Gleichverteilung der Residuen. Nur so ist gewährleistet, daß jeder Azimutbereich mit annähernd gleichem Gewicht in die Anpassung eingeht. Eine extrem ungleiche Residuen-Verteilung kann zum einen bewirken, daß systematische Fehler der Residuen, seien es Quell-Effekte oder Lokalisierungs-Fehler, die Approximation stark verzerren. Andererseits werden damit aber auch bestimmte Bereiche des tieferen Stations-Untergrundes stark überbewertet, während andere Bereiche fast nicht berücksichtigt werden.

Durch die in VI.3.3 beschriebene Daten-Reduktion werden die Residuen-Cluster weitgehend aufgelöst, so daß eine ausreichende azimutale Gleichverteilung der Residuen gegeben ist.

Eine azimutale Gleichverteilung kann auch durch Mittelung der Residuen innerhalb von Azimut-Intervallen erreicht werden. Um die Stabilität der Approximation und damit deren Aussagekraft zu überprüfen, soll die azimutale Variation der Residuen auch mit dieser Art der Daten-Reduktion approximiert werden. DZIEWONSKI und ANDERSON (1983) berechneten nach diesem Verfahren die azimutale Residuen-Variation für eine Vielzahl von Stationen, wobei auch alle seismologischen Stationen in der Antarktis berücksichtigt wurden. Dadurch besteht die Möglichkeit, die Ergebnisse dieser Residuen-Approximation mit denen von DZIEWONSKI und ANDERSON zu vergleichen, ohne daß dabei grundlegende methodische Unterschiede berücksichtigt werden müßten.

Der ganze Azimut-Bereich wird unterteilt in 18 Azimut-Intervalle von je 20° Breite, innerhalb der die Residuen gemittelt werden. Die mittleren Residuen gehen nur dann in die Approximation ein, wenn die Intervalle mindestens 5 Residuen enthalten. Da die Residuen sehr stark streuen, werden die Residuen-Mittel bei der Approximation umgekehrt proportional zur Varianz innerhalb der Azimut-Intervalle gewichtet.

Die Ergebnisse der Approximation können nur dann als reell angesehen werden, wenn die Anpassung statistisch signifikant ist. Aus diesem Grunde werden alle Anpassungen statistischen Testverfahren unterzogen und nur solche Ergebnisse als reell angesehen, bei denen die gesetzten Signifikanz-Schranken überschritten werden. Dabei ist es nicht sinnvoll, zu hohe Signifikanz-Niveaus zu setzen. Eine statistische Sicherheit von 90% mit der eine funktionale Abhängigkeit der Residuen vom Azimut in Form der Funktion $F(\Phi)$ als gesichert angenommen werden kann, erscheint als durchaus vertretbarer Wert.

Da nicht jeder azimutale Term in der Approximation die Residuen-Variation auch signifikant beschreiben kann, wird jeder azimutale Term für sich allein (plus den konstanten A_0 -Term) approximiert und auf Signifikanz hin untersucht. Sind beide Terme als signifikant zu betrachten und resultiert bei Hinzunahme des jeweils anderen Terms eine signifikante Verbesserung in der Anpassung, so können beide Terme der Funktion $F(\Phi)$ als statistisch gesichert angenommen werden.

Um neben der statistischen Sicherheit auch eine Vorstellung zu bekommen, innerhalb welcher Intervall-Breite die approximierte Residuen-Kurve variieren kann, werden desweiteren Konfidenz-Bereiche berechnet (gewählte statistische Sicherheit = 90%). Damit sollten sich die jeweiligen Ergebnisse und Regressions-Kurven, die auf unterschiedlicher Daten-Reduktion basieren, auch visuell auf deren "Wahrheitsgehalt" hin leichter abzuschätzen sein.

VI.4.2 APPROXIMATION NACH DER METHODE DER KLEINSTEN QUADRATE:

BERECHNUNG DER REGRESSIONSKURVE, TEST AUF SIGNIFIKANZ

1. Berechnung der Regressionskurve:

Die Methode der kleinsten Quadrate kann nur dann angewandt werden, wenn die gesuchten Parameter der anzupassenden Funktion linear mit entsprechenden Funktions-Ausdrücken der unabhängigen Variablen, in diesem Fall dem Azimut Φ , verknüpft sind. In der Form von (VI.14) ist dies nicht der Fall. Die für die Approximation nach der Methode der kleinsten Quadrate geeignete, äquivalente Darstellung von $F(\Phi)$ ist:

$$F(\Phi) = X_1 + X_2 \cdot \cos(\Phi) + X_3 \cdot \sin(\Phi) + X_4 \cdot \cos(2\Phi) + X_5 \cdot \sin(2\Phi)$$

(VI.15)

Für die Koeffizienten $A_{1,2}$ und die Phasenwinkel $\Phi_{1,2}$ gilt damit:

$$\begin{aligned} A_1 &= \sqrt{X_2^2 + X_3^2} \\ A_2 &= \sqrt{X_4^2 + X_5^2} \end{aligned} \quad (\text{VI.16})$$

$$\Phi_1 = \text{ARCTAN}(X_2/X_3) - 90^\circ$$

$$\Phi_2 = (\text{ARCTAN}(X_4/X_5) - 90^\circ) / 2$$

Um stets positive Werte für die Phasenwinkel zu erhalten, die damit dann direkt den "langsamen" Richtungen entsprechen, werden zu ursprünglich negativen Phasenwinkeln noch 360° , bzw 180° addiert.

Existiert eine funktionale Abhängigkeit der Residuen vom Azimut Φ in Gestalt der Funktion $F(\Phi)$, so können die Residuen, die im folgenden als abhängige Variable mit $Y(\Phi)$ bezeichnet sind, dargestellt werden als:

$$Y_i(\Phi) = F(\Phi) + \varepsilon_i \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (\text{VI.17})$$

(N = Anzahl der Residuen)

Die ε_i bezeichnen dabei die "Fehler" der Residuen, bzw deren Abweichungen von der gesuchten funktionalen Abhängigkeit $F(\Phi)$. Die unabhängige Variable, das Azimut, wird als fehlerfrei betrachtet.

Die N Gleichungen (VI.16) können vereinfacht in Form einer einzigen Matrix-Gleichung dargestellt werden, wenn die Y_i und ε_i , sowie die Koeffizienten X_k zu Spaltenvektoren zusammengefaßt werden:

$$\underline{Y} = \underline{A} \cdot \underline{X} + \underline{\varepsilon} \quad (\text{VI.18})$$

$$\underline{Y} = \begin{pmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ \vdots \\ Y_N \end{pmatrix} \quad \underline{\varepsilon} = \begin{pmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \vdots \\ \varepsilon_N \end{pmatrix} \quad \underline{A} = \begin{pmatrix} 1 & \cos(\Phi_1) & \sin(\Phi_1) & \cos(2\Phi_1) & \sin(2\Phi_1) \\ 1 & \cos(\Phi_2) & \sin(\Phi_2) & \cos(2\Phi_2) & \sin(2\Phi_2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \cos(\Phi_N) & \sin(\Phi_N) & \cos(2\Phi_N) & \sin(2\Phi_N) \end{pmatrix}$$

Soll mit der Funktion $F(\Phi)$ nur ein azimuthaler Term approximiert werden, so sind in der Matrix $\underline{A}$ die entsprechenden Spalten des nicht zu approximierenden Terms einfach zu streichen. Ebenso sind aus dem Vektor $\underline{X}$ die jeweils nicht zu berücksichtigenden Komponenten X_2 und X_3 , bzw X_4 und X_5 zu streichen. Die folgenden Ausführungen beziehen sich jetzt auf den Fall, daß die Funktion $F(\Phi)$ alle beiden azimuthalen Terme enthalten soll.

Mit der Methode der kleinsten Quadrate wird die Funktion $F(\Phi)$ so an die Residuen angepaßt, daß die Summe der Fehlerquadrate minimal wird. In Bezug auf die statistischen Testverfahren wird diese Summe mit SS_D bezeichnet (Sum of Squares due to Deviation). Berücksichtigt man eine eventuelle relative Gewichtung w_i der Residuen, so lautet diese Bedingung:

$$SS_D = \sum_{i=1}^N w_i \cdot (Y(\Phi_i) - F(\Phi_i))^2 = \text{minimal} \quad (\text{VI.19})$$

Definiert man mit $\underline{W}$ eine diagonale Gewichtsmatrix, deren Hauptdiagonalen die relativen Gewichte der Residuen enthalten und deren Nebendiagonalen alle verschwinden, so lautet die entsprechende Forderung in Matrixdarstellung:

$$SS_D = (\underline{Y} - \underline{A} \cdot \underline{X})^T \cdot \underline{W} \cdot (\underline{Y} - \underline{A} \cdot \underline{X}) = \text{minimal} \quad (\text{VI.20})$$

Diese Bedingung ist erfüllt, wenn alle partiellen Ableitungen von SS_D nach den unbekannten Koeffizienten X_k verschwinden. Damit erhält man das Normal-Gleichungssystem, dessen Lösung die Koeffizienten X_k liefert (BRANDT, 1975 oder DRAPER und SMITH, 1981):

$$\underline{A}^T \cdot \underline{W} \cdot (\underline{Y} - \underline{A} \cdot \underline{X}) = 0 \quad (\text{VI.21})$$

$$\underline{X} = (\underline{A}^T \cdot \underline{W} \cdot \underline{A})^{-1} \cdot \underline{A}^T \cdot \underline{W} \cdot \underline{Y} \quad (\text{VI.22})$$

Durch Anwendung des Fehlerfortpflanzungs-Gesetzes auf Gleichung (VI.22) kann die Kovarianz-Matrix $\underline{C}$ der Koeffizienten X_k berechnet werden:

$$\underline{C} = (\underline{A}^T \cdot \underline{W} \cdot \underline{A})^{-1} \cdot s^2 \quad (\text{VI.23})$$

Dabei bezeichnet s^2 den mittleren quadratischen Fehler der Residuen in Bezug auf die Approximation:

$$s^2 = \left(\sum_{i=1}^N w_i \cdot (Y(\Phi_i) - F(\Phi_i))^2 \right) / (N-K) \quad (\text{VI.24})$$

K bezeichnet die Anzahl der unbekannten Koeffizienten und ist abhängig davon, ob die Funktion $F(\Phi)$ nur einen oder beide azimutale Terme enthält ($K=3$, bzw $K=5$, da der konstante Term immer mit approximiert wird).

Die Elemente der Hauptdiagonale in der Kovarianz-Matrix $\underline{C}$ repräsentieren die Varianzen der Koeffizienten X_j , deren Wurzeln als deren "Meßfehler" oder Standardabweichungen zu interpretieren sind. Mit Hilfe des Fehlerfortpflanzungs-Gesetzes lassen sich damit die resultierenden Gesamtfehler der Amplituden $A_{1,2}$ und der Phasenwinkel $\Phi_{1,2}$ angeben, wobei die folgenden Gleichungen die größtmöglichen absoluten Fehler ausdrücken:

$$\begin{aligned} \Delta A_{1,2} &= (X_{2,4} \cdot \sqrt{C_{22,44}} + X_{3,5} \cdot \sqrt{C_{33,55}}) / A_{1,2} \\ \Delta \Phi_{1,2} &= (X_{2,4} \cdot \sqrt{C_{33,55}} + X_{3,5} \cdot \sqrt{C_{44,55}}) / A_{1,2}^2 \end{aligned} \quad (\text{VI.25})$$

2. Test auf Signifikanz:

Grundvoraussetzung für fast alle statistischen Testverfahren, insbesondere den in der Regressions-Analyse üblich angewandten FISHER-Test (abgekürzt F-Test) ist, daß die Fehler der Daten als normalverteilt angenommen werden müssen.

Zudem können erst mit dieser Voraussetzung die mittleren Fehler der Regressions-Koeffizienten X_1 , bzw. des mittleren Stations-Residuums A_0 und der Amplituden $A_{1,2}$ und Phasenwinkel $\Phi_{1,2}$ als deren Standardabweichungen interpretiert werden. Die Fehler der X_k sind dann ebenfalls normalverteilt (ZURMÜHL, 1965).

Die Fehler der Residuen, sowohl der absoluten und insbesondere der relativen Residuen können ohne Vorbehalt und spezielle Prüfung als normalverteilt angesehen werden. Dies unterstützt vor allem auch der zentrale Grenzwertsatz der Statistik: Die Verteilung eines Gesamtfehlers ϵ , der sich aus der Summe von Fehlern unterschiedlicher Quellen zusammensetzt, strebt mit zunehmender Anzahl der beteiligten Fehlerquellen gegen eine Normalverteilung, und zwar unabhängig von den Wahrscheinlichkeits-Verteilungen der Einzelfehler. Da die Residuen mehreren, unterschiedlichen Fehlereinflüssen unterworfen sind, kann allein der zentrale Grenzwertsatz als Begründung für eine Normalverteilung der Residuen-Fehler herangezogen werden.

In Abbildung 6.12 sind die Histogramme der absoluten Residuen aller fünf Stationen dargestellt (nicht reduzierte Daten), sowie die entsprechenden Kurven einer dazu äquivalenten Normalverteilung gleichen Mittelwerts und gleicher Standardabweichung. Da die mittleren Abweichungen der Residuen von der Regressionskurve in allen Fällen nicht sonderlich geringer als deren mittlere Abweichungen vom Mittelwert, wurde in diesen Histogrammen die azimutale Variation der Residuen vernachlässigt und nicht berücksichtigt. Trotz dieser geringfügigen Einschränkung läßt sich aus diesen Histogrammen ableiten, daß die Verteilung der Residuen (die in diesem Fall zum größten Teil von deren Fehlern bestimmt sind) annähernd einer Normalverteilung entspricht.

Berücksichtigt man die azimutale Variation der Residuen, d.h. betrachtet man die Abweichungen der Residuen von der Regressionskurve, die jetzt als deren "Fehler" interpretiert werden können, so kommt die daraus resultierende Verteilung einer Normalverteilung sehr nahe (Abb. 6.13)

Die grundlegende Voraussetzung von normalverteilten Residuen-Fehlern zur Überprüfung der Regression auf deren Signifikanz kann damit als erfüllt angesehen werden.

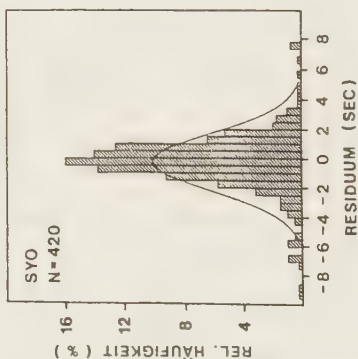
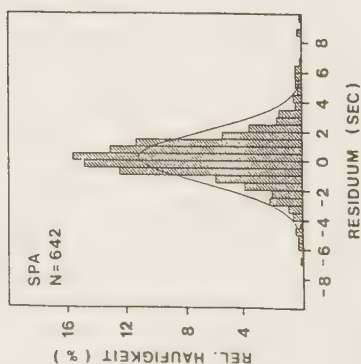
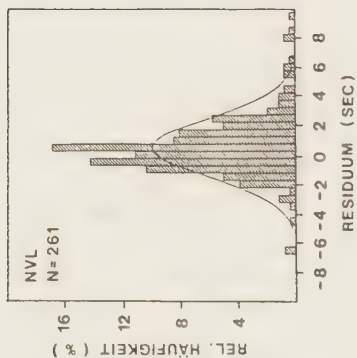
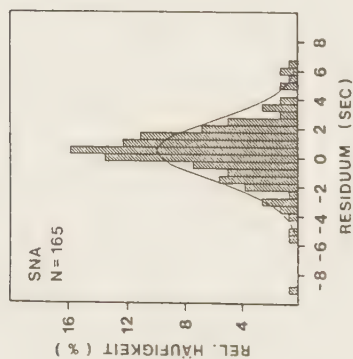
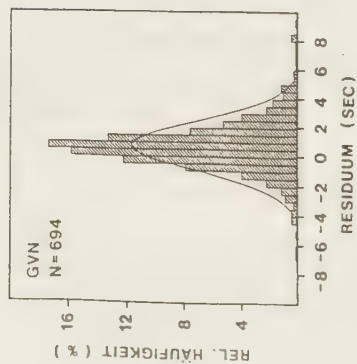


Abb. 6.12:

Häufigkeits-Verteilung der absoluten Residuen verglichen mit einer dazu äquivalenten Normalverteilung mit gleichem Mittelwert und gleicher Varianz wie die empirische Verteilung

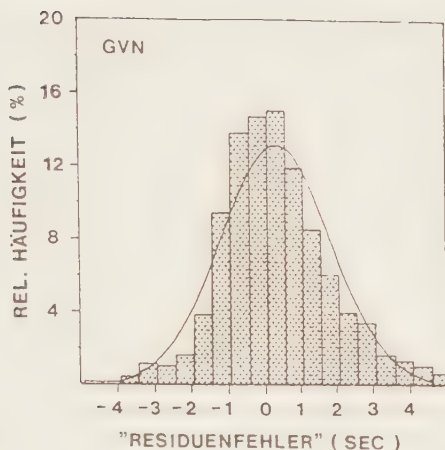


Abb. 6.13: die Verteilung der "Residuen-Fehler" nach Subtraktion der $\cos(\phi)/\cos(2\phi)$ -Approximation von den absoluten Residuen am Beispiel der GVN-Station (im Vergleich dazu ist die Kurve einer dazu äquivalenten Normalverteilung eingetragen)

Der Signifikanz-Test der Regression, also die Überprüfung der gesuchten funktionalen Abhängigkeit $F(\phi)$ der Residuen-Variation auf deren statistische Sicherheit, basiert auf einer Varianz-Analyse, bzw. einer Streuungs-Zerlegung. Die Gesamtvarianz SS_T der Residuen um deren Mittelwert läßt sich in zwei Anteile aufspalten, in die Summe SS_D der quadratischen Abweichungen der Residuen von der Regressionskurve und in die Summe SS_R der quadratischen Abweichungen der Regressionskurve vom Mittelwert:

$$SS_T = SS_D + SS_R$$

$$SS_T = \sum_{i=1}^N w_i \cdot (Y(\phi_i) - \bar{Y})^2 \quad (VI.26)$$

$$SS_D = \sum_{i=1}^N w_i \cdot (Y(\phi_i) - Y(\phi_i))^2$$

$$SS_R = \sum_{i=1}^N w_i \cdot (Y(\phi_i) - \bar{Y})^2$$

SS_T = Sum of Squares (Total) about the Mean

SS_D = Sum of Squares due to Deviation

SS_R = Sum of Squares due to Regression

Die entsprechenden Mittelwerte davon MS_T , MS_D und MS_R sind bestimmt durch die Anzahl der Freiheitsgrade, die bei der Mittelung noch zur Verfügung stehen. Da die Summe der quadratischen Abweichungen der Regressionskurve SS_R nur auf den K unabhängigen Regressions-Koeffizienten X_k basiert, resultiert dies in einem Freiheitsgrad von $(K-1)$. Es gilt somit:

$$MS_T = SS_T / (N-1) \quad "$$

$$MS_D = SS_D / (N-K) = s^2 \quad (VI.27)$$

$$MS_R = SS_R / (K-1)$$

Für den Fall, daß keine funktionale oder mutuale Abhängigkeit F_{ij} der Residuen vorliegt d.h. daß mit Ausnahme des Mittelwerts X_0 alle anderen Regressions-Koeffizienten gleich 0 sind, kann gezeigt werden (s. DRAPER und SMITH), daß der Erwartungswert von MS_R gleich der unbekannten wahren Residuen-Varianz σ^2 ist:

$$E(MS_R) = E(SS_R / (K-1)) = \sigma^2 \quad (VI.28)$$

Für diesen Fall kann MS_R also als Schätzwert von σ^2 angesehen werden. Ebenso ist aber auch $MS_D = s^2$ eine Schätzung von σ^2 , wobei diese unterschiedlichen Schätzungen nur auf unterschiedlichen Freiheitsgraden basieren.

Dies kann für einen Signifikanz-Test nach FISHER ausgenutzt werden, indem als Null-Hypothese die Behauptung aufgestellt wird, die beiden Werte MS_R und s^2 sind Schätzungen der gleichen Varianz σ^2 , was gleichbedeutend ist mit der Behauptung, daß alle X_k außer X_0 gleich 0 sind. Liegt der Quotient

$$F = MS_R / MS_D \quad (VI.29)$$

über dem tabellierten F-Wert $F(K-1, N-K, 1-\alpha)$ so kann aufgrund der der FISHER-Statistik zugrunde liegenden Wahrscheinlichkeits-Verteilung mit der vorgebbaren Irrtums-Wahrscheinlichkeit α diese Null-Hypothese verworfen werden.

Andererseits kann damit mit der statistischen Sicherheit $1-\alpha$ die Alternativ-Hypothese angenommen werden, daß MS_R und s^2 Schätzungen unterschiedlicher Varianzen sind. Dies bedeutet damit zugleich, daß mit einer Wahrscheinlichkeit von $1-\alpha$ mindestens ein weiterer Koeffizient X_k als ungleich 0 und damit mindestens ein azimutaler Term der Approximation als entsprechend signifikant angenommen werden kann.

Enthält die Funktion $F(\phi)$ beide azimutale Terme, so können mit diesem Test noch keine Aussagen darüber gemacht werden, ob bei einem positiven Test beide Terme oder nur einer davon signifikant sind. Dieses Problem kann mit einem sequentiellen F-Test untersucht werden, der ebenfalls wieder auf einer Varianz-Analyse basiert.

In einem ersten Rechengang werden die Residuen nur mit einem azimutalen Term approximiert. Im zweiten Rechengang wird der zuerst unberücksichtigt gebliebene, andere azimutale Term in die Approximation mit einbezogen. Resultiert die Hinzunahme dieses weiteren Terms in einer deutlichen Verbesserung der Approximation, so werden die Summe SS_D der quadratischen Abweichungen der Residuen von der Regressionskurve und damit auch die Schätzung s^2 der unbekannten, "wahren" Residuen-Varianz entsprechend niedriger ausfallen. Analog dazu muß die Summe SS_R der quadratischen Abweichungen der approximierten Kurve vom Residuen-Mittel zunehmen. Dies kann als Maß für die Verbesserung in der Approximation benutzt werden.

Da die Summe $SS_{R,1}$ der ersten Approximation auf 3 Freiheitsgraden, die Summe $SS_{R,2}$ nach Hinzunahme des weiteren Terms auf 5 Freiheitsgraden basiert, resultiert damit für die Differenz $SS_{R,2-1}$ der Freiheitsgrad 2. Unter der Annahme, daß die entsprechenden Regressions-Koeffizienten des neu hinzugekommenen azimutalen Terms nicht von 0 verschieden sind, kann wieder gezeigt werden (zB. DRAPER und SMITH), daß für den Erwartungswert des mittleren Quadrates $MS_{R,2-1}$ gilt:

$$E(MS_{R,2-1}) = E((SS_{R,2} - SS_{R,1}) / 2) = \sigma^2 \quad (\text{VI.30})$$

$MS_{R,2-1}$ stellt für diesen Fall also wieder eine Schätzung von σ^2 dar, ebenso wie auch $MS_{D,2}$, die mittlere quadratische Abweichung der Residuen von der zweiten Regressionskurve. Analog zum vorherigen kann damit wieder ein F-Test durchgeführt werden. Liegt der Quotient

$$F = MS_{R,2-1} / MS_{D,2} \quad (\text{VI.31})$$

wieder über dem tabellierten F-Wert $F(2, N-5, 1-\alpha)$, so kann mit der Irrtums-Wahrscheinlichkeit α die Null-Hypothese verworfen werden, daß die Regressions-Koeffizienten des neu hinzugenommenen azimutalen Terms alle nicht verschieden von 0 sind. Umgekehrt ist wieder die Alternativ-Hypothese, daß der weitere azimutale Term die Anpassung der Kurve signifikant verbessert, mit der Wahrscheinlichkeit $1-\alpha$ statistisch gesichert.

Ein weiterer Parameter, der die Güte einer Anpassung abzuschätzen erlaubt, ist der multiple Korrelations-Koeffizient R , der über folgende Beziehung definiert ist:

$$R = \sqrt{SS_R / SS_T} \quad (\text{VI.32})$$

Gebräuchlicher ist das Quadrat davon, das als "goodness of fit" bezeichnet wird. R^2 gibt an, welcher Anteil der Gesamtvarianz der Daten durch die approximierte Funktion aufgenommen wird.

Auf die Berechnung der Konfidenz-Bereiche, innerhalb der die approximierte Funktion bei vorgegebener Wahrscheinlichkeit variieren kann, wird an dieser Stelle nicht weiter eingegangen. Ausführliche Abhandlungen darüber finden sich z.B. in BRANDT, 1975).

VI.5 DIE ERGEBNISSE

VI.5.1 VORBEMERKUNG

Eine Unterscheidung zwischen "geeigneten" und "unbrauchbaren" Laufzeit-Residuen ist nur in den wenigen Fällen möglich, wenn abnormal große Residuen-Beträge eine extrem fehlerbehaftete Lokalisierung oder Einsatzbestimmung vermuten lassen. Für die überwiegende Zahl der Residuen ist eine qualitative Beurteilung nur eingeschränkt möglich. Prinzipiell könnten die von ISC angegebenen Standardabweichungen der Herd-Parameter für eine entsprechende Gewichtung der Residuen herangezogen werden. Jedoch haben diese Standardabweichungen nach den Ausführungen in VI.2.2 mehr formalen Charakter. Diese Angaben bilden damit keine fundierte Basis für reelle Abschätzungen der Lokalisierungs-Genauigkeit und damit eine adäquate Residuen-Gewichtung. Allenfalls die Charakterisierung des Ersteinsatzes würde ein brauchbares Kriterium darstellen. Da ein Großteil der verwendeten Bulletin-Daten keine Angaben über den Einsatztyp enthielt, wurde auf eine Gewichtung der einzelnen Residuen generell verzichtet. Verschiedene Versuche, bei denen eine Gewichtung der Residuen entsprechend der ISC-Standardabweichungen erfolgte (unterschiedlich gestaffelte Gewichtung je nach Größe der Fehlerangaben für Herdzeit und Herdtiefe sowie

Einsatz-Charakterisierung, Gewichtung-Intervall von 0.3 bis 1.0), führten zu nahezu identischen Ergebnissen. Lediglich die geforderte Signifikanz-Schranke von 90%, die ohne Gewichtung nicht erreicht wird, konnte in manchen Fällen überschritten werden.

Um Laufzeit-Residuen auszuschließen, die offensichtlich durch größere Fehler kontaminiert sind, wurden bei allen Berechnungen nur Residuen zugelassen, die nicht mehr als ± 5 sec um den (vorläufigen) Mittelwert streuen. Dies gewährleistet weiter, daß relative Residuen von PKP-Phasen, deren Ersteinsätze an den jeweiligen Stationen unterschiedlichen Laufzeitästen entsprechen, nicht berücksichtigt werden.

Eine maximal zulässige Residuen-Schranke von ± 5 sec mag vielleicht etwas großzügig erscheinen. Sie erwies sich jedoch als notwendig, um eine noch ausreichende azimutale Residuen-Überdeckung zu gewährleisten. Die Ergebnisse der Residuen-Approximationen, denen eine Residuen-Schranke von ± 3 sec zugrundelagen, unterschieden sich nur gering von denen mit einer maximal zulässigen Abweichung von ± 5 sec. Innerhalb der errechneten Fehlergrenzen stimmen Amplituden- und Phasenwerte der jeweiligen azimutalen Terme an allen Stationen überein.

VI.5.2 ABSOLUTE RESIDUEN

VI.5.2.1 DARSTELLUNG DER ERGEBNISSE

Die für jede Station charakteristische Variation der absoluten Residuen mit dem Azimut ist in Abbildung 6.14 relativ klar zu erkennen. Dargestellt sind die Residuen-Mittelwerte einzelner Azimut-Intervalle (Intervall-Breite 30° , Überlappungs-Breite 5°), von denen ein mittlerer A_0 -Term, das mittlere Stations-Residuum, abgezogen wurde (zum mittleren A_0 -Term weiter unten). Dargestellt sind nur Mittelwerte von Intervallen, die mindestens 5 Residuen enthalten.

Obwohl bei dieser gleitenden Mittelung die starke Streuung der Residuen nur teilweise eliminiert wird, zeigt diese Darstellung, daß die Stationen GVN, SNA und NVL eine einander ähnliche Residuen-Variation aufweisen:

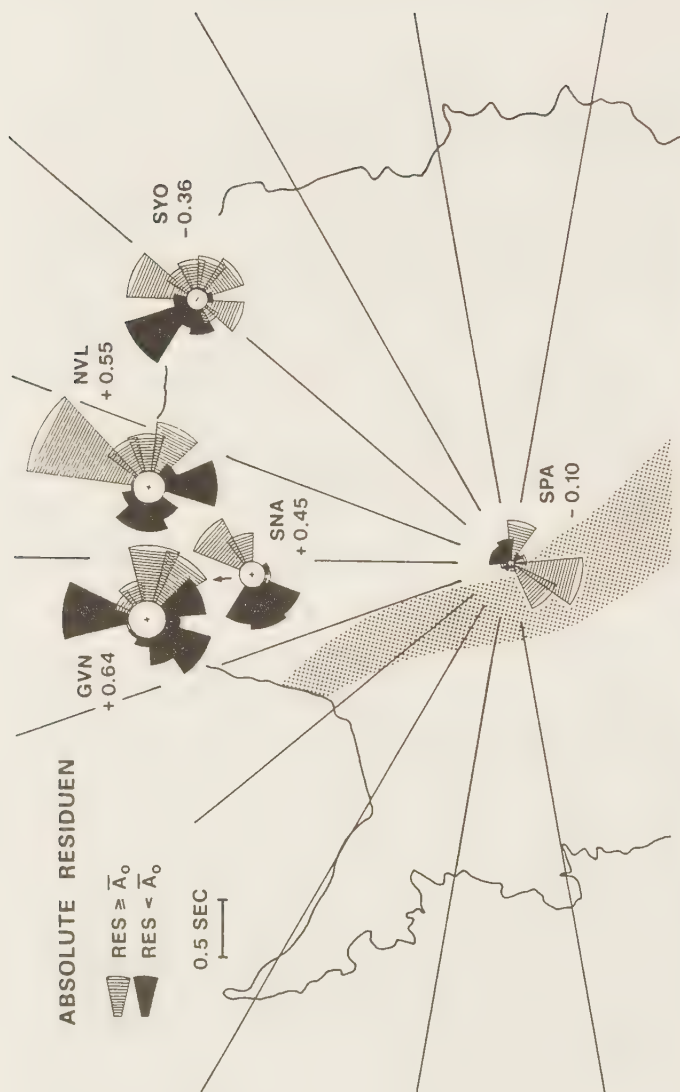


Abb. 6.14: die azimutale Variation der absoluten Residuen, dargestellt in Form von Residuen-Rosetten; dargestellt sind die Mittelwerte von 30° breiten Azimut-Intervallen, von denen das mittlere Stations-Residuum $\bar{A}_0$ subtrahiert wurde (der Wert des $\bar{A}_0$ -Terms ist unter der Stationsbezeichnung notiert); Mindestanzahl pro Azimut-Intervall: 5 Residuen (reduzierte Daten)

Bezogen auf das mittlere Stations-Residuum sind bei nordöstlichen und östlichen Ankunfts-Richtungen deutliche Verspätungen zu beobachten. Bei südöstlichem Azimut tritt ein relativ abrupter Wechsel auf. Verglichen mit der mittleren Laufzeit-Verzögerung erreichen die Wellenfronten aus südöstlichen bis westlichen Azimuten die Stationen deutlich früher.

Diese prinzipielle Übereinstimmung sollte sich auch in einer entsprechend ähnlichen, charakteristischen Residuen-Approximation widerspiegeln.

Die entsprechenden Darstellungen in den Abbildungen 6.15 bestätigen dies, zumindest für die Stationen GVN und NVL. Bei diesen beiden Stationen erwies es sich als notwendig, neben dem 1. azimutalen Term auch den 2. azimutalen Term miteinzubeziehen, um die Kurve besser an die größeren Residuen bei östlichen Azimuten anzupassen.

Die Residuen-Approximation an der Station SNA bildet dabei nur insofern eine Ausnahme, da es aufgrund der geringeren Datenbasis und der nur lückenhaften azimutalen Überdeckung wenig sinnvoll erscheint, auch den $\cos(2\phi)$ -Term in die Anpassung einzubringen (die Auswertung der relativen Residuen wird jedoch zeigen, daß eine Berücksichtigung des 2. azimutalen Terms auch an der Station SNA durchaus berechtigt wäre). Aus dem gleichen Grunde ist eine Approximation, die auf einer Intervall-Mittelung basiert, auch für den 1. azimutalen Term nur relativ begrenzt aussagekräftig. Sie wird in stärkerem Maße von der Wahl der Intervall-Einteilung abhängen.

Die Residuen-Variation an der Station SYO ist, abgesehen von einem negativen mittleren Stations-Residuum, ebenfalls nicht sehr verschieden zu denen an den Stationen GVN, SNA und NVL. Relative Verfrühungen sind hier nur bei süd- bis nordwestlichen Azimuten zu beobachten, während die übrigen Azimut-Bereiche durch relative Verspätungen ausgezeichnet sind (Abb. 6.14). Im Gegensatz zu den beiden Stationen GVN und NVL reicht hier allein der $\cos(\phi)$ -Term aus, um die azimutale Variation der (absoluten) Residuen zu approximieren (Abb. 6.15 g), h)).

An der Station SPA ist eine nur sehr schwach ausgeprägte sinoidale Residuen-Variation zu beobachten. Relative Verspätungen gegenüber dem mittleren Stations-Residuum sind im wesentlichen nur auf südöstliche bis südwestliche Richtungen beschränkt, während vor allem nordöstliche Azimut-Bereiche durch Verfrühungen ausgezeichnet sind (Abb. 6.15 i), k)).

Da die Station SPA als Referenz-Station zur Berechnung der relativen Residuen herangezogen wird, soll bereits an dieser Stelle die Residuen-Variation am Südpol kurz diskutiert werden. Obwohl die Stations-Anomalie nur eine geringe azimutale

Abhängigkeit zeigt, ist sie doch kennzeichnend für die Lage der Südpol-Station am Rande des Ostantarktischen Schildes. Abbildung 6.14. zeigt dies relativ deutlich.

Relative Verfrühungen sind vorwiegend nur auf die Azimute beschränkt, bei denen die Wellen den alten, Ostantarktischen Schild durchlaufen. Dieser Sachverhalt ist konsistent mit Ergebnissen aus anderen tektonisch stabilen, alten Plattformen und Schilden (Baltischer Schild, Ostsibirische Plattform, Kanadischer Schild). Diese Regionen zeichnen sich gegenüber anderen kontinentalen Bereichen durch generell höhere Lithosphären-Mächtigkeiten und größere v_p -Geschwindigkeiten im oberen Erdmantel aus. Zonen erniedrigter Ausbreitungsgeschwindigkeit innerhalb der Asthenosphäre sind, falls überhaupt vorhanden, i.a. nur schwach ausgeprägt.

Relative Verspätungen sind dagegen überwiegend an Laufwege gebunden, die unterhalb der West-Antarktis hindurchführen. Als mögliche Ursache dafür könnte man zum einen eine tiefreichende Wurzel des Transantarktischen Gebirges vermuten. Bei einer Distanz von über 200 km zu den Ausläufern des Gebirges müßte sich eine dadurch bedingte Geschwindigkeits-Anomalie jedoch mindestens bis in eine Tiefe von mehr als ca. 300 km erstrecken (für die in diesem Azimut-Bereich erfaßten Ereignisse liegen die Herdentfernungen zwischen ca. 30° und 60°; dies entspricht an der MOHO einer Inzidenzwinkel-Variation zwischen ca. 30° und 40°).

Es erscheint plausibler, die Ursache dafür vielmehr in einer lateral großräumigeren Geschwindigkeits-Anomalie unter weiten Teilen der West-Antarktis zu suchen. Ein stützendes Argument für diese Annahme ist, daß unter relativ jungen Kontinenten wie der West-Antarktis, die noch bis in die geologisch jüngere Vergangenheit tektonisch aktiv war, im oberen Erdmantel oft erniedrigte v_p -Geschwindigkeiten nachgewiesen werden konnten. Obwohl die Station SPA im Innern des Kontinents liegt, ist durch deren spezielle Lage bezüglich der beiden tektonisch unterschiedlichen Regionen West-Antarktis und Ost-Antarktis ebenfalls eine charakteristische azimutale Residuen-Variation zu beobachten. Im Vergleich zu den anderen Stationen ist deren Stations-Anomalie jedoch deutlich geringer. Deshalb ist es durchaus gerechtfertigt, die Station SPA als Referenz-Station zur Berechnung der relativen Residuen an den küstennahen Stationen heranzuziehen. Zudem ermöglichen es die bisherigen Kenntnisse über die generelle Struktur des tieferen Untergrundes von alten Plattformen, daß für eine Interpretation der relativen Residuen fundierte Randbedingungen herangezogen werden können. Nicht zuletzt aus diesem Grund bleibt gar keine andere Wahl, als relative Laufzeit-Residuen auf die Station SPA zu beziehen.

Abb. 6.15 a) - k):

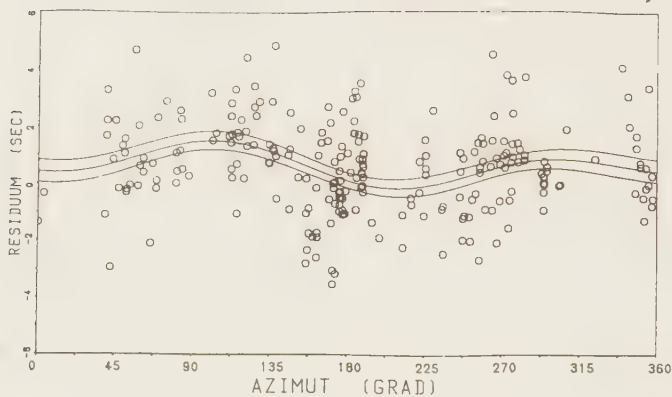
die Abbildungen der folgenden Seiten zeigen die Ergebnisse der unterschiedlichen Residuen-Approximationen (reduzierte Einzel-Residuen -- Einteilung der nicht reduzierten Ausgangsdaten in 20° breite Azimut-Intervalle und Mittelwert-Bildung) für die Stationen GVN, SNA, NVL, SYO und SPA;

die eingezeichneten Konfidenz-Grenzen unterhalb und oberhalb der Regressionskurve, die den "Erwartungs-Bereich" einer real existierenden funktionalen Residuen-Abhängigkeit in Form der gewählten Approximation eingrenzen, gelten für eine statistische Sicherheit von 90%; die geringere Zahl der Freiheitsgrade bei Intervall-Mittelung bedingt die größeren Abstände der Konfidenz-Grenzen; eingezeichnet sind auch die Standardabweichungen der "Residuen-Populationen" innerhalb der festgelegten Azimut-Intervalle;

man beachte die i.a. gute Übereinstimmung der entsprechenden Regressionskurven für die jeweiligen Stationen, unabhängig davon, welche Ausgangsdaten der Approximation zugrunde lagen (Einzel-Residuen, bzw 20°-Intervall-Mittel); nur die Ergebnisse für die Station SYO bilden davon eine Ausnahme

STATION: GVN

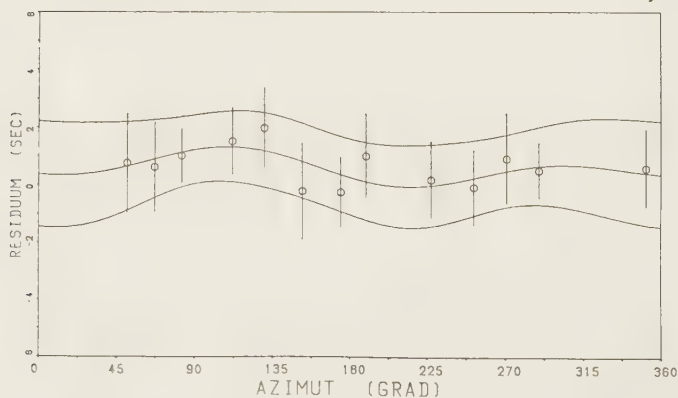
a)



ABSOLUTE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 102 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: .63 +/- .10 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .45 +/- .19 SEC
 PHASE: 67.0 +/- 23.7 GRAD
 COS(2PHI)-TERM AMPLITUDE: .50 +/- .20 SEC
 PHASE: 109.9 +/- 11.1 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: GVN

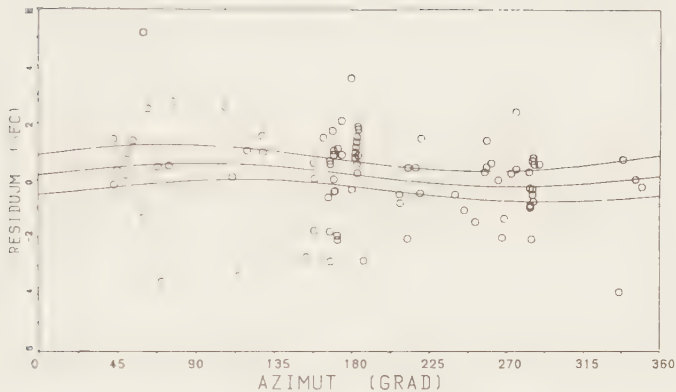
b)



ABSOLUTE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 102 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: .57 +/- .18 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .38 +/- .25 SEC
 PHASE: 81.4 +/- 40.0 GRAD
 COS(2PHI)-TERM AMPLITUDE: .42 +/- .35 SEC
 PHASE: 115.4 +/- 19.6 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: SNA

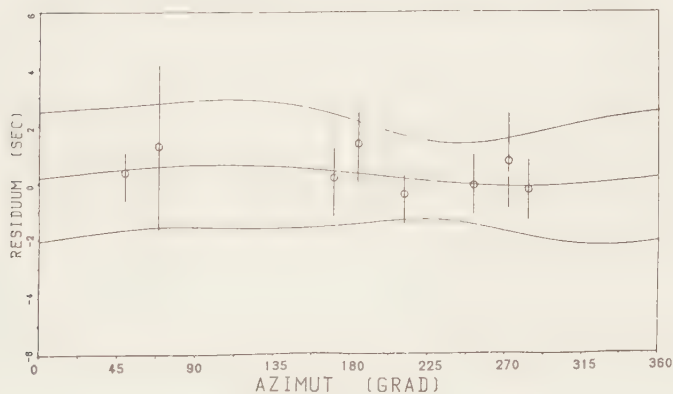
c)



ABSOLUTE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 102 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: .20 +/- .18 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .40 +/- .26 SEC
 PHASE: 94.4 +/- 33.9 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: SNA

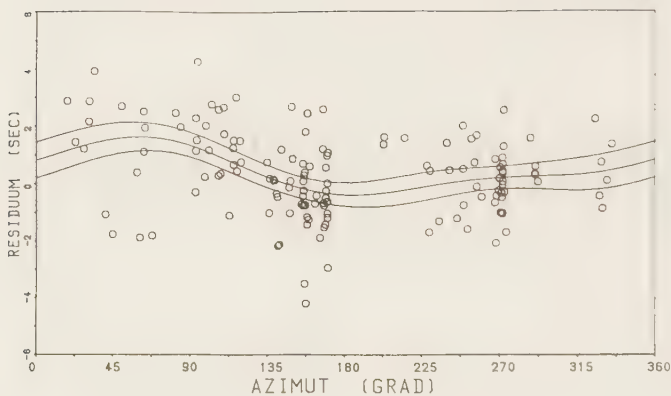
d)



ABSOLUTE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 102 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: .26 +/- .25 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .39 +/- .38 SEC
 PHASE: 98.6 +/- 46.4 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: NVL

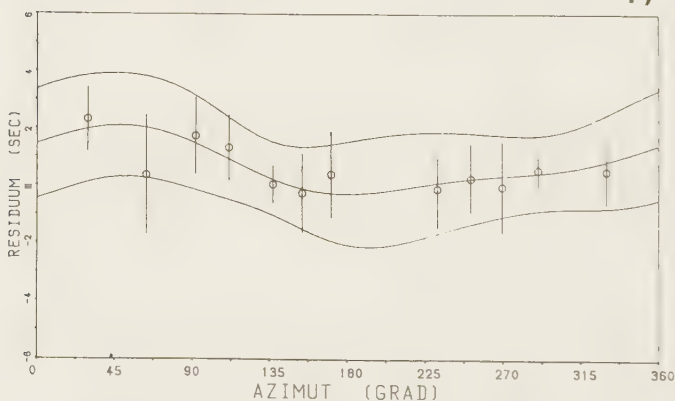
e)



ABSOLUTE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 102 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: .49 +/- .14 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .83 +/- .28 SEC
 PHASE: 43.1 +/- 18.4 GRAD
 COS(2PHI)-TERM AMPLITUDE: .36 +/- .27 SEC
 PHASE: 70.9 +/- 18.7 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: NVL

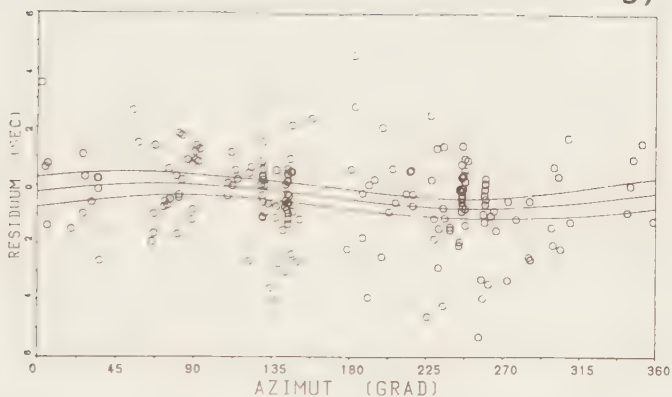
f)



ABSOLUTE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 102 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: .76 +/- .17 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: 1.05 +/- .32 SEC
 PHASE: 34.6 +/- 16.2 GRAD
 COS(2PHI)-TERM AMPLITUDE: .35 +/- .31 SEC
 PHASE: 60.4 +/- 21.0 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: SYO

g)



ABSOLUTE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 102 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: -.35 +/- .12 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .42 +/- .18 SEC
 PHASE: 73.3 +/- 27.7 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: SYO

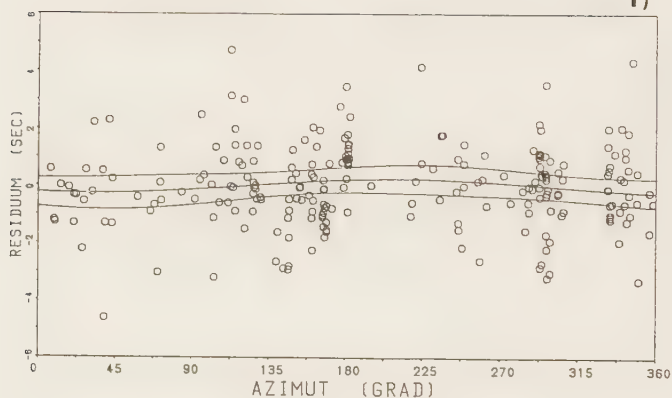
h)



ABSOLUTE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 102 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: -.40 +/- .15 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .65 +/- .27 SEC
 PHASE: 116.1 +/- 25.1 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: SPA

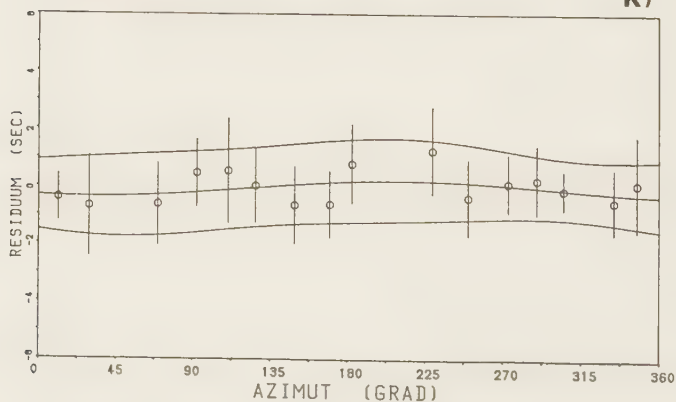
i)



ABSOLUTE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 102 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: -.02 +/- .09 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .26 +/- .19 SEC
 PHASE: 212.0 +/- 36.9 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: SPA

k)



ABSOLUTE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 102 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: -.08 +/- .13 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .29 +/- .25 SEC
 PHASE: 212.7 +/- 40.6 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

In Tabelle A.1 (im Anhang) sind die Ergebnisse der beiden unterschiedlichen Residuen-Approximationen (Einzel-Residuen -- Intervall-Mittelung) für alle Stationen aufgelistet.

Daraus ist zu entnehmen, daß bei Intervall-Mittelung der Residuen die Signifikanz-Tests der Approximationen i.a. negativ ausfallen. Dies ist verständlich, da die wesentlich geringere Datenbasis auch eine geringere statistische Sicherheit impliziert. Der ungleich höhere Korrelations-Koeffizient R , bzw die höhere "Güte der Anpassung" R^2 , sollten nicht darüber hinwegtäuschen, daß bei Intervall-Mittelung der Residuen i.a. keine befriedigenden Signifikanz-Aussagen ($\geq 90\%$) über die Approximation gemacht werden können (die Überprüfung des Korrelations-Koeffizienten R auf Signifikanz und der hier verwendete Fisher-Test führen zu einem völlig äquivalenten Ergebnis, z.B. DRAPER und SMITH). Signifikanz-Überprüfungen sind damit i.a. nur bei den Approximationen möglich, die auf den Einzel-Residuen basieren.

An den Stationen GVN, NVL und SYO weist der 1. azimutale Term eine sehr hohe statistische Sicherheit auf ($\geq 98\%$, 99%). An den Stationen SNA und SPA erreicht dagegen die Approximation mit dem $\cos(\phi)$ -Term zwar nicht die geforderte Signifikanz-Schranke von 90% , sie kann jedoch an beiden Stationen noch als adäquate Beschreibung der generellen azimutalen Variation der absoluten Residuen angesehen werden.

Der 2. azimutale Term für sich allein ist nur an den Stationen GVN und NVL signifikant, wobei der sequentielle Fisher-Test für diesen Term nur an der GVN positiv ausfällt. Allerdings wird an der Station NVL die geforderte Signifikanz-Schranke für den sequentiellen Fisher-Test des $\cos(2\phi)$ -Terms nur knapp verfehlt, so daß auch an NVL der 2. azimutale Term als charakteristischer Anteil der azimutalen Residuen-Variation angesehen werden kann.

Die in Tabelle A.1 aufgelisteten Ergebnisse zeigen, ebenso wie entsprechenden Kurven in den Abbildungen 6.15 a) - k), daß die mit unterschiedlichen Approximationen erhaltenen Ergebnisse innerhalb der errechneten Fehlergrenzen i.a. sehr gut übereinstimmen. Dies bestätigt, daß mit der Intervall-Mittelung das Problem einer möglichen Verzerrung der Residuen-Approximation durch extreme Residuen-Konzentrationen bei bestimmten Azimuten relativ leicht umgangen werden kann.

Die willkürliche Wahl der Intervall-Grenzen bei der Residuen-Mittelung bedingt natürlich eine gewisse Variabilität der Ergebnisse in Abhängigkeit von der gewählten Intervall-Einteilung. Um den Einfluß der speziellen Wahl der Intervall-

Tabelle VI.3

MITTELWERTE DER AZIMUTALEN APPROXIMATION DER ABSOLUTEN RESIDUEN

Gewichtung: 1 / Standardabweichung

I: Reduzierte Daten

II: Intervall-Einteilung 0° - 20°, 20° - 40°, ... , 340° - 360°

III: Intervall-Einteilung 350° - 10°, 10° - 30°, ... , 330° - 350°

	I	II	III	Mittel	
GVN					
A ₀	0.63 ± 0.10	0.57 ± 0.18	0.72 ± 0.18	0.64 ± 0.04	sec
A ₁	0.45 ± 0.19	0.38 ± 0.25	0.51 ± 0.24	0.45 ± 0.04	sec
Φ ₁	67 ± 24	81 ± 40	86 ± 29	77 ± 6	Grad
A ₂	0.50 ± 0.20	0.42 ± 0.35	0.50 ± 0.20	0.48 ± 0.03	sec
Φ ₂	110 ± 11	115 ± 20	110 ± 11	119 ± 2	Grad
SNA					
A ₀	0.20 ± 0.18	0.26 ± 0.25	0.59 ± 0.20	0.45 ± 0.16	sec
A ₁	0.40 ± 0.26	0.39 ± 0.38	0.69 ± 0.27	0.50 ± 0.10	sec
Φ ₁	94 ± 34	99 ± 46	77 ± 24	88 ± 7	Grad
NVL					
A ₀	0.49 ± 0.14	0.76 ± 0.17	0.29 ± 0.33	0.55 ± 0.12	sec
A ₁	0.83 ± 0.28	1.05 ± 0.32	0.68 ± 0.35	0.86 ± 0.10	sec
Φ ₁	43 ± 18	35 ± 16	99 ± 45	48 ± 16	Grad
A ₂	0.36 ± 0.27	0.35 ± 0.31	0.58 ± 0.52	0.40 ± 0.07	sec
Φ ₂	71 ± 19	60 ± 21	72 ± 22	68 ± 4	Grad
SYO					
A ₀	-0.35 ± 0.12	-0.40 ± 0.15	-0.33 ± 0.16	-0.36 ± 0.02	sec
A ₁	0.42 ± 0.18	0.65 ± 0.27	0.72 ± 0.25	0.57 ± 0.09	sec
Φ ₁	73 ± 28	116 ± 25	105 ± 25	100 ± 13	Grad
SPA					
A ₀	-0.02 ± 0.09	-0.08 ± 0.13	-0.23 ± 0.13	-0.10 ± 0.06	sec
A ₁	0.26 ± 0.19	0.29 ± 0.25	0.37 ± 0.27	0.30 ± 0.03	sec
Φ ₁	212 ± 37	213 ± 41	229 ± 36	218 ± 6	Grad

Grenzen weitgehend zu reduzieren, wurden diese um eine halbe Intervall-Breite verschoben und erneut die Residuen-Approximation berechnet.

Man erhält damit drei unabhängige "Schätzungen" der azimutalen Residuen-Variation, die in gewisser Weise als äquivalent zu einer stochastischen Stichproben-Auswahl angesehen werden kann. Deshalb ist es gerechtfertigt, eine "mittlere Residuen-Variation", bzw. eine "mittlere Stations-Anomalie" zu definieren, der eine größere statistische Sicherheit zugeschrieben werden muß. Dem mittleren Stations-Residuum A_0 und den mittleren Amplituden- und Phasenwerten $A_{1,2}$, bzw. $\phi_{1,2}$ sind deshalb die (gewichteten) Mittelwerte der entsprechenden Parameter aus den jeweiligen Approximationen zugeordnet (Tabelle VI.3).

Gegenüber dem SPA Stations-Residuum sind die mittleren A_0 -Werte an den Stationen GVN, SNA und NVL um mehr als eine halbe Sekunde größer. Diese Differenzen sind zu groß, als daß sie noch allein durch unterschiedliche Krustenmächtigkeiten erklärt werden könnten. Da am Kontinentalrand vielmehr eine um ca. 10 - 15 km geringere Krustenmächtigkeit als im eigentlichen Ostantarktischen Schild angenommen werden muß (z.B. BENTLEY, 1983), müßten dafür extrem niedrige Durchschnittsgeschwindigkeiten in der Erdkruste angenommen werden, die völlig unrealistisch wären. Die Verzögerungen müssen demnach im wesentlichen durch Geschwindigkeits-Anomalien verursacht werden, die mit großräumigen Struktur-Änderungen innerhalb des Erdmantels im Übergangsbereich Kontinent-Ozean in Verbindung zu bringen sind. Als mögliche und durchaus realistische Modellvorstellung könnte eine ozeanseitige Abnahme der Lithosphären-Mächtigkeit und eine parallel dazu verlaufende Ausbildung einer Zone erniedrigter Geschwindigkeit unterhalb der Lithosphäre angenommen werden (z.B. NUTTLI und BOLT, 1969). Laufzeit-Verzögerungen wären demnach nur bei ozeanischen Laufwegen zu beobachten und die "langsame" Richtung des 1. azimutalen Terms bei einer Approximation der entsprechenden Modell-Residuen würde vom Kontinent zum Ozean hin zeigen.

Generell wäre zu erwarten, daß das Streichen großräumiger Struktur-Änderungen annähernd parallel zum Kontinentalrand verlaufen sollte, die "langsamen" Richtungen des $\cos(\phi)$ -Terms somit mehr oder minder normal dazu orientiert sein müßten. Die Ergebnisse der Residuen-Approximation zeigen jedoch, daß an den Stationen GVN, SNA, NVL und SYO die "langsamen" Richtungen des 1. azimutalen Terms generell eine annähernd küstenparallele, östliche Orientierung zeigen (Abb. 6.16). Auf dieses an sich überraschende Resultat soll im nächsten Abschnitt etwas näher eingegangen werden. Die "langsame" Richtung an der Südpol-Station zeigt nach obigen Ausführungen "erwartungsgemäß"

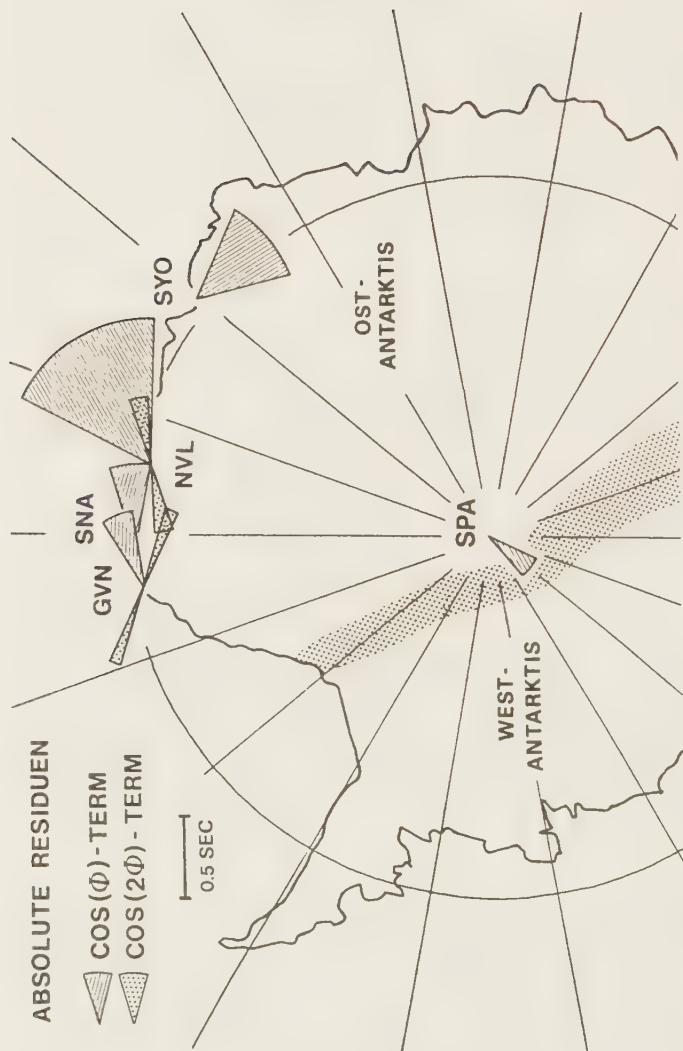


Abb. 6.16: die "langsamen" Richtungen der $\text{COS}(\Phi)$ -, bzw $\text{COS}(2\Phi)$ -Terme der Residuen-Approximationen weisen an den küstennahen Stationen eine annähernd Küstenparallele Orientierung auf; die "langsame" Richtung des 1. azimutalen Terms an der Station SPA ist nahezu orthogonal zur Streichrichtung des Transantarktischen Gebirges; (dargestelltes Fehler-Intervall der "langsamen" Richtungen umfaßt $2 \cdot \Delta \overline{\Phi}_{1,2}$)

in Richtung Transantarktisches Gebirge und West-Antarktis. Die Phasenlagen des $\text{COS}(2\phi)$ -Terms an den Stationen GVN und NVL deuten ebenfalls auf einen annähernd küstenparallelen Verlauf einer damit möglicherweise in Verbindung zu bringenden Geschwindigkeits-Anomalie hin.

Der küstenparallele Trend an den Stationen GVN, SNA und NVL wird besonders deutlich, wenn eine andere Darstellungs-Form gewählt wird.

Bei der einfachen azimuthalen Approximation der Residuen durch $\text{COS}(\phi)$ - und $\text{COS}(2\phi)$ -Terme wird ein Parameter nicht berücksichtigt, der zusätzliche Information über die Struktur einer Geschwindigkeits-Anomalie liefern kann: der Auftauch-Winkel. In der Seismologie ist es üblich, die Residuen in ein Schmidt'sches Netz einzutragen, um so neben dem Azimut auch den Inzidenzwinkel in die Residuen-Analyse mit einzubeziehen. Diese Form der Darstellung liefert hier aufgrund der starken Streuung der Residuen ein nur schwer interpretierbares Bild. Deshalb wurde darauf verzichtet.

"Effekte erster Ordnung" können jedoch erfaßt werden, indem die Residuen im Schmidt'schen Netz durch Trendflächen approximiert werden. Um den grundlegenden Trend der Residuen-Variation zu demonstrieren, erwies es sich als ausreichend, die Trendflächen durch ein Polynom 2. Grades zu approximieren. Höhere Polynom-Grade sind nur dann sinnvoll, wenn eine ausreichendere Datenbasis zur Verfügung steht, bzw. wenn sich im Schmidt'schen Netz eine signifikante, "kleinräumige" Residuen-Anomalie abzeichnet. Der Polynom-Grad 2 bedingt natürlich, daß der Trendfläche eine definierte Form und Symmetrie aufgezwungen wird, die jedoch ähnlich interpretiert werden können wie die beiden Terme der azimuthalen Residuen-Approximation.

In den Abbildungen 6.17 sind die Isolinien der errechneten Trendflächen für die Stationen GVN, SNA, NVL und SPA dargestellt (Isolinien-Abstand 0.2 sec). Die Resultate sind konsistent mit den bisher gewonnen Ergebnissen. Die Trendflächen bestätigen, daß an den Stationen GVN, SNA und NVL Verzögerungen im wesentlichen auf südöstliche bis nordöstliche Azimute beschränkt sind. Die elongierten, elliptisch, bzw. hyperbel-artig verlaufenden Isolinien unterstreichen den annähernd küstenparallelen Trend in der Residuen-Anomalie. Vor allem die Trendfläche für die Station GVN zeigt, daß die Residuen-Variation an dieser Station sehr stark von einer $\text{COS}(2\phi)$ -Abhängigkeit beeinflusst ist. Die Symmetrie-Achse dieser Trendfläche ist nahezu exakt parallel zu den beiden "langsamen" Richtungen des $\text{COS}(2\phi)$ -Terms. Des weiteren läßt die Trendfläche an der Station SNA vermuten, daß deren Residuen-Varia-

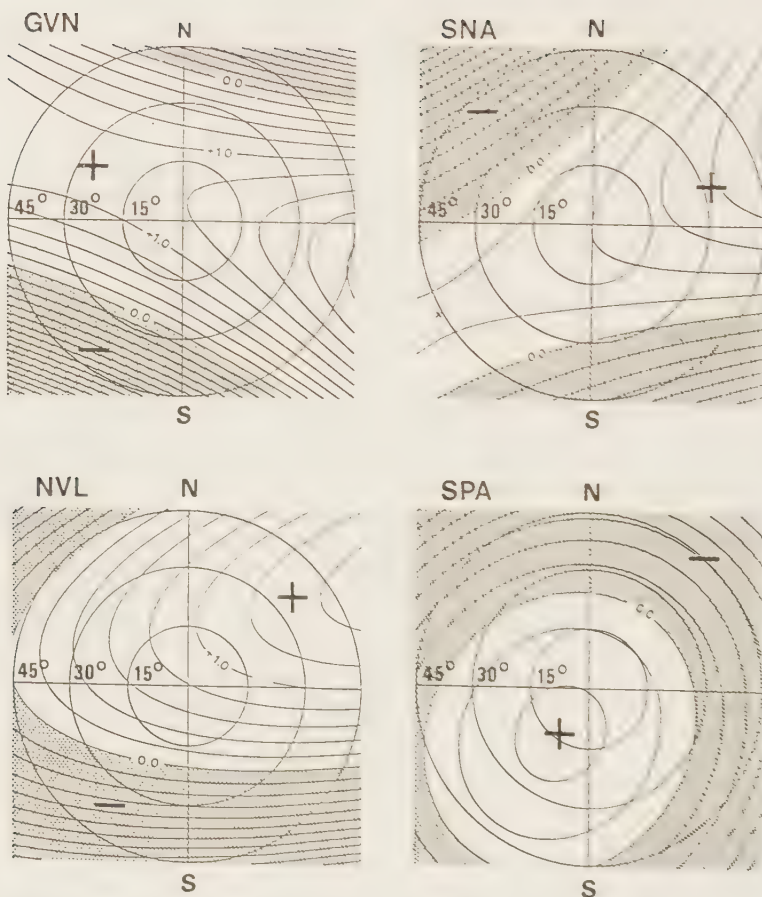


Abb. 6.17: Trendflächen-Approximation der absoluten Residuen im Schmidt'schen Netz durch ein Polynom 2. Grades, bei der neben dem Azimut auch der Inzidenzwinkel berücksichtigt ist; die Kreise kennzeichnen Inzidenzwinkel von 15°, 30° und 45° an der Basis der Erdkruste; der Abstand der Iso-linien beträgt 0.2 sec; es kann für alle dargestellten Stationen eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den "langsamen" Richtungen der $\cos(\phi)/\cos(2\phi)$ -Approximationen und dem Streichen der Trendflächen festgestellt werden; die elongierte Form der Trendfläche für Residuen der Station SNA läßt analog zu den Stationen GVN und NVL ebenfalls eine azimutale $\cos(2\phi)$ -Abhängigkeit der Residuen vermuten

tion teilweise ebenfalls durch eine $\cos(2\phi)$ -Abhängigkeit vom Azimut zu beschreiben sollte.

An der Station SPA ergibt sich aus der Trendflächen-Berechnung, daß diese Station nur eine geringe Residuen-Variation zeigt, die im wesentlichen normal zum Streichen des Transantarktischen Gebirge orientiert ist.

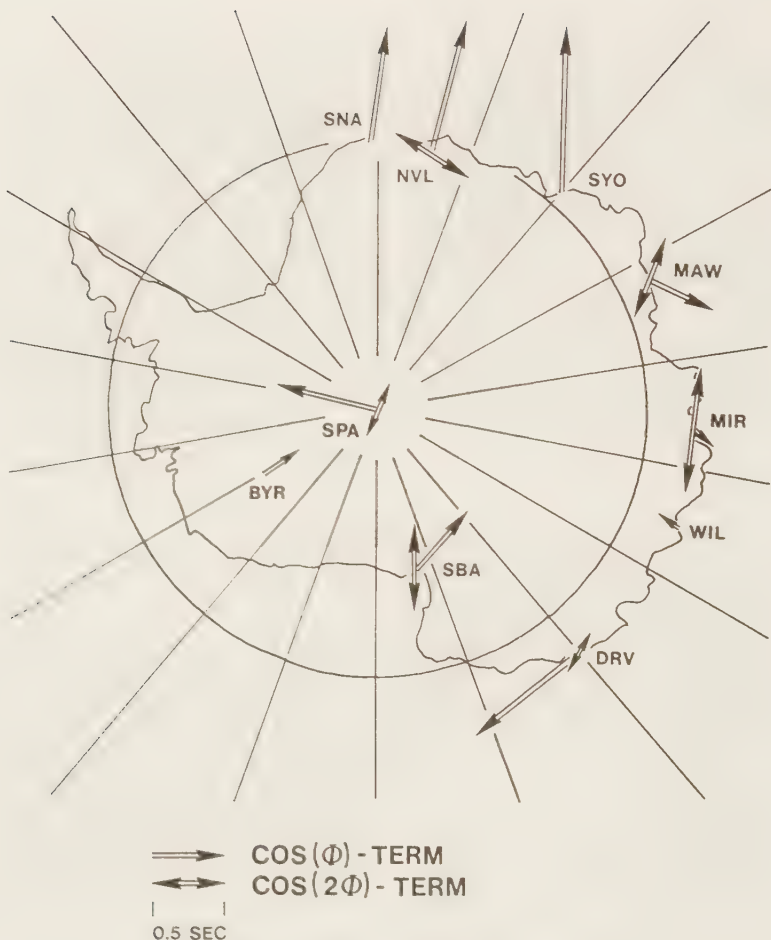
Die einzige Ausnahme in dieser generellen Übereinstimmung der Ergebnisse von einfacher azimuthaler Approximation und Trendflächen-Berechnung bildet die Station SYO, wo die Resultate nicht so konsistent sind. Möglicherweise ist ein Polynom 2. Grades nicht die geeignete Funktion oder die Verteilung der Residuen im Schmidt'schen Netz zu ungünstig, um eine möglichst "unverzerrte Trendfläche" zu erhalten. Deshalb soll darauf nicht weiter eingegangen werden.

VI.5.2.2 VERGLEICH MIT ANDEREN ERGEBNISSEN

Vergleicht man die in Abbildung 6.16 dargestellten Ergebnisse der Residuen-Approximation mit den Stations-Anomalien, die DZIEWONSKI und ANDERSON (1983) für die Stationen SNA, NVL, SYO und SPA (und andere Antarktis-Stationen) bestimmten (Abb. 6.18 und Tabelle VI.4), so sind teilweise beträchtliche Differenzen festzustellen. Neben den mittleren Stations-Residuen sind es vor allem die Phasen des 1. azimuthalen Terms, die signifikant verschieden sind und eine ozeanseitige Orientierung der "langsamen" Richtungen zeigen. DZIEWONSKI & ANDERSON konnten in ihrer Arbeit bei den hier angeführten Stationen auf mehr als 2 - 3 mal so viele Ereignisse zurückgreifen. Damit sollten deren Ergebnisse ebenso als signifikant angesehen werden, zumal diese auf Intervall-Mittelung innerhalb von 20° -Azimut-Intervallen basieren.

Die Diskrepanz zwischen diesen Ergebnissen kann damit nur in den unterschiedlichen Laufzeit-Tabellen begründet sein, die den jeweiligen Arbeiten zugrunde lagen.

Die Stations-Korrekturen von DZIEWONSKI & ANDERSON basieren auf einer von den JEFFREYS-BULLEN Tabellen abweichenden Laufzeit-Tabelle (nur für oberflächennahe Beben). Die von ihnen verwendete Laufzeit-Tabelle ist das Resultat einer iterativen Optimierung einer Ausgangs-Tabelle (HERRIN-Tabelle). Bei diesem Iterations-Prozeß werden sowohl die verbesserten Ereignis-Relokalisierungen, als auch die daraus neu berechneten, azimuth-abhängigen Stations-Korrekturen berücksichtigt.



DZIEWONSKI & ANDERSON (1983)

Abb. 6.18: die Ergebnisse der Residuen-Approximation von DZIEWONSKI und ANDERSON (1983), die auf anderen, von den JEFFREYS-BULLEN Tabellen abweichenden Laufzeit-Tabellen basieren; die Pfeile zeigen wieder in die Richtungen, bei denen die approximierten $\text{COS}(\Phi)/\text{COS}(2\Phi)$ -Funktionen entsprechende Laufzeit-Verspätungen anzeigen ("langsame" Richtungen); der 2. azimuthale Term zeigt auch hier an den meisten Stationen eine mehr oder minder küstenparallele Orientierung an; verglichen mit den Resultaten in Abb. 6.16 sind dagegen an den Stationen SNA, NVL und SYO deutliche Differenzen in den "langsamen" Richtungen des 1. azimuthalen Terms festzustellen

TABELLE VI.4 a)

VERGLEICH DER MITTLEREN ABSOLUTEN STATIONS-ANOMALIEN MIT DEN ERGEBNISSEN
VON DZIEWONSKI & ANDERSON (DA) FÜR DIE STATIONEN SNA-NVL-SYO-SPA

	A ₀ (sec)	A ₁ (sec)	Φ ₁ (Grad)	A ₂ (sec)	Φ ₂ (Grad)
SNA	0.45 ± 0.16	0.50 ± 0.10	88 ± 7	----	----
DA	0.11	0.76	11	----	----
NVL	0.55 ± 0.12	0.86 ± 0.10	48 ± 16	0.40 ± 0.07	68 ± 4
DA	0.10	0.86	2	0.28	109
SYO	-0.36 ± 0.02	0.57 ± 0.09	100 ± 13	----	----
DA	-0.16	1.02	321	----	----
SPA	-0.10 ± 0.06	0.30 ± 0.03	218 ± 6	----	----
DA	-0.48	0.57	281	0.18	24

Tabelle VI.4 b)

RESIDUEN-APPROXIMATION AUF DER BASIS DER HERRIN-TABELLEN
VERGLEICH MIT DZIEWONSKI & ANDERSON (DA)

	A ₀ (sec)	A ₁ (sec)	Φ ₁ (Grad)	A ₂ (sec)	Φ ₂ (Grad)
GVN	2.85 ± 0.12	0.32 ± 0.22	30 ± 33	0.44 ± 0.20	103 ± 13
DA	----	----	----	----	----
SNA	2.70 ± 0.16	0.41 ± 0.33	32 ± 38	----	----
DA	0.11	0.76	11	----	----
NVL	2.85 ± 0.16	1.03 ± 0.26	11 ± 16	0.71 ± 0.22	47 ± 9
DA	0.10	0.86	2	0.28	109
SYO	1.84 ± 0.17	0.18 ± 0.33	61 ± 64	----	----
DA	-0.16	1.02	321	----	----
SPA	2.20 ± 0.13	0.51 ± 0.22	254 ± 24	----	----
DA	-0.48	0.57	281	0.18	24

Die Bestimmung der azimutalen Variation der absoluten Residuen durch DZIEWONSKI & ANDERSON ist damit ebenso in sich konsistent, wie die, die auf ISC-Lokalisierungen und JEFFREYS-BULLEN Laufzeit-Tabellen basiert.

Für oberflächennahe Ereignisse differieren die Laufzeit-Kurven von HERRIN und DZIEWONSKI & ANDERSON für Entfernungen von 30° - 100° um weniger als ± 0.2 sec (DZIEWONSKI und ANDERSON, 1981 und 1983). Da es nicht als sehr wahrscheinlich erscheint, daß bei größeren Herdtiefen übermäßig höhere Differenzen zu erwarten sind, wurden für die hier untersuchten Stationen versuchsweise auch die Residuen-Approximationen auf der Basis der HERRIN-Tabellen berechnet (HERRIN, 1968). Man muß sich dabei jedoch bewußt sein, daß diese Ergebnisse nur sehr bedingt aussagekräftig sein können, da die Berechnung der absoluten Residuen mit den HERRIN-Tabellen nicht konsistent ist mit den der ISC-Lokalisierung zugrunde liegenden JEFFREYS-BULLEN Tabellen. In Tabelle VI.4 b) sind die Ergebnisse der Approximation aufgeführt, wobei analog zu DZIEWONSKI & ANDERSON nur eine Intervall-Mittelung (0° - 20° , 20° - 40° , ...) der Residuen durchgeführt wurde.

Die höheren mittleren Stations-Residuen sind darauf zurückzuführen, daß die HERRIN-Tabellen gegenüber denen von JEFFREYS-BULLEN um 2 - 3 sec geringere Laufzeiten aufweisen. Es zeigt sich jedoch, daß die "langsamen" Richtungen des 1. azimutalen Terms generell mehr zu den von DZIEWONSKI und ANDERSON bestimmten hindrehen. Für die Stationen NVL und SPA, und mit Einschränkungen auch für SNA, können dabei Amplituden und Phasen des $\cos(\phi)$ -Terms sogar als nahezu identisch bezeichnet werden.

Dieses Ergebnis zeigt einmal mehr, welche grundlegende Schwierigkeiten bei der Interpretation von absoluten Laufzeit-Residuen auftreten können. Es ist problematisch zu entscheiden, welche Ergebnisse jetzt als "reeller" anzusehen sind. Prinzipiell sind aufgrund des in sich konsistenten Rechengangs sowohl die Resultate dieser Arbeit, als auch die von DZIEWONSKI und ANDERSON gleichberechtigt. Wie sich im nächsten Abschnitt jedoch zeigen wird, bleibt der küstenparallele Trend der "langsamen" Richtungen bei der Approximation der relativen Residuen erhalten, bzw. diese "Vorzugsrichtungen" treten sogar noch prononcierter hervor. Da die relativen Residuen relativ unbeeinflusst von solchen Tabellen-Effekten sein sollten, werden die Ergebnisse dieser Arbeit gegenüber denen von DZIEWONSKI und ANDERSON favorisiert.

Für einige Stationen in Süddeutschland und im Alpenraum lassen sich jedoch zwischen den von diesen Autoren und den von NIX-DORF (1986) auf Basis der JEFFREYS-BULLEN-Tabellen bestimmten

"langsamen" Richtungen nur vernachlässigbare Unterschiede feststellen. Daraus könnte der Schluß gezogen werden, daß die Tabellen von DZIEWONSKI und ANDERSON, bzw. das u.a. darauf aufbauende Erdmodell PREM (Preliminary Reference Earth Modell) auf die Verhältnisse unter dem antarktischen Kontinent und weiteren Bereichen der ozeanischen Randgebiete bis in größere Tiefen nur bedingt zutreffen - oder natürlich auch das Modell von JEFFREYS-BULLEN. Eine definitive Entscheidung darüber kann mit dem vorliegenden Datenmaterial nicht getroffen werden. Erst eine viel umfassendere Residuen-Anzahl und -Auswahl aus seismo-tektonisch unterschiedlichen Regionen könnte zu einer definitiven Klärung dieser Frage beitragen. Dies zeigt jedoch, welch weitreichende Bedeutung seismologischen Beobachtungen in der Antarktis für die weitere Erforschung des tieferen Untergrundes unter dem südlichsten Kontinent zugeschrieben werden muß.

VI.5.3 RELATIVE RESIDUEN

Vor der eigentlichen Analyse der relativen Residuen, in die auch PKP-Phasen einbezogen wurden, sollte untersucht werden, inwiefern sich eine Kombination unterschiedlicher Laufzeit-Tabellen (P-Phasen: JEFFREYS-BULLEN, PKP-Phasen: HERRIN) auf die azimutale Approximation auswirkt. Insbesondere sollte geprüft werden, ob die durch große Entfernung der Referenz-Station SPA eventuelle Tabellen-Effekte möglichst weitgehend eliminiert werden.

Deshalb wurden stichprobenartig Residuen-Approximationen zum einen nur mit P-Phasen, zum anderen auch unter Berücksichtigung von PKP-Phasen berechnet. Ein dazu paralleler Test sollte sein, ob bei Verwendung der nicht zu den ISC-Lokalisierungen konsistenten HERRIN-Tafeln für P-Phasen die Ergebnisse stabil bleiben.

Es zeigt sich, daß so gut wie keine verzerrende Effekten zu beobachten sind und die Resultate innerhalb ihrer Fehlergrenzen übereinstimmen. Repräsentativ sind in Tabelle VI.5 zwei unterschiedliche Approximationen der relativen Residuen an der GVN-Station angeführt.

Tabelle VI.5

TEST AUF EINEN VERZERRENDEIN EINFLUSS DER RESIDUEN-APPROXIMATION
DURCH EVENTUELLE TABELLEN-EFFEKTE ("INKONSISTENTE TABELLEN")

	A_0 (sec)	A_1 (sec)	Φ_1 (Grad)	A_2 (sec)	Φ_2 (Grad)
1) a)	0.35 ± 0.17	0.68 ± 0.27	100 ± 22	0.75 ± 0.30	99 ± 11
b)	0.46 ± 0.10	0.85 ± 0.17	105 ± 11	0.64 ± 0.17	100 ± 8
2) a)	0.52 ± 0.11	0.67 ± 0.20	113 ± 18	0.80 ± 0.17	93 ± 6
b)	1.06 ± 0.14	0.47 ± 0.26	122 ± 31	0.79 ± 0.20	92 ± 8

Relative Residuen GVN-SPA berechnet für:

- 1) a) nur P-Phasen, JEFFREYS-BULLEN-Tabellen
 - b) P- und PKP-Phasen, P-Phasen: JEFFREYS-BULLEN, PKP-Phasen: HERRIN
- identische Klassen-Einteilung ($0^\circ - 20^\circ$, $20^\circ - 40^\circ$, ...)
- 2) a) P- und PKP-Phasen, P-Phasen: JEFFREYS-BULLEN, PKP-Phasen: HERRIN
 - b) P- und PKP-Phasen, nur HERRIN-Tabellen

Datenbasis: Einzel-Residuen (reduzierte Daten)

Da die relativen Residuen, zumindest an den Stationen GVN, SNA und NVL, i.a. weitgehend unbeeinflusst durch Lokalisierungs-Fehler sein sollten, wurde darauf verzichtet, zwei unterschiedliche Intervall-Einteilungen bei der Residuen-Approximation zu berücksichtigen. Da bei nur zwei "Stichproben" eine Gewichtung nur mehr wenig sinnvoll ist, wurde als "mittlere relative Stations-Anomalie" nur das einfache arithmetische Mittel definiert (die Standardabweichungen wurden dabei ebenfalls gemittelt, was zwar nicht ganz korrekt, jedoch für die weitere Diskussion ohne Belang ist). Die Ergebnisse sind in den Tabellen A.2 (im Anhang) und VI.6 aufgeführt.

TABELLE VI.6

MITTELWERTE DER AZIMUTALEN APPROXIMATION DER RELATIVEN RESIDUEN

	A ₀ (sec)	A ₁ (sec)	Φ ₁ (Grad)	A ₂ (sec)	Φ ₂ (Grad)
GVN	0.49 ± 0.11	0.76 ± 0.19	109 ± 15	0.72 ± 0.17	97 ± 7
SNA	0.94 ± 0.29	0.92 ± 0.46	80 ± 27	----	----
NVL	0.30 ± 0.19	0.72 ± 0.25	93 ± 26	0.61 ± 0.30	84 ± 14
SYO	-0.20 ± 0.15	0.54 ± 0.16	91 ± 26	0.38 ± 0.23	47 ± 17

Eine Ausnahme bildet dabei die Station SYO, für die sehr unterschiedliche Approximationen des 1. azimutalen Terms erhalten wurden (siehe Tabelle A2). Dies ist im wesentlichen ein Effekt der deutlich größeren Residuen-Fehler durch Miss-Lokalisationen, die für das Stationspaar SYO-SPA offensichtlich regional stärkeren Schwankungen unterworfen ist. Bei einem angenommenen Epizentrums-Fehler von ± 20 km ist der daraus resultierende mittlere Fehler mit ± 0.86 sec ca. dreimal so groß wie an den anderen Stationen (0.26 - 0.32 sec). Um zu entscheiden, welche Approximationen der "Realität" am nächsten kommen, wurden in einem weiteren Rechengang die (Einzel-) Residuen entsprechend der in den ISC-Bulletins angegebenen

Herdfehler und Einsatz-Charakterisierung gewichtet. Dies sollte gewährleisten, daß vorwiegend nur solche Ereignisse berücksichtigt werden, von denen anzunehmen ist, daß deren Herdkoordinaten und Einsatzzeiten annähernd korrekt bestimmt sind. Außerdem wurden "Ausreißer", die um mehr als ± 3 sec um den Mittelwert schwankten, nicht mehr zugelassen. Es zeigte sich, daß die Ergebnisse am konsistentesten sind, wenn auch der 2. azimutale Term in die Approximation mit einbezogen wird. Zudem fällt mit den reduzierten Daten auch der sequentielle F-Test für den $\cos(2\phi)$ -Term positiv aus. Aus diesem Grunde werden im folgenden beide azimutalen Terme zur Beschreibung der Residuen-Variation der Station SYO als notwendig betrachtet, auch wenn der $\cos(2\phi)$ -Term sich allein nicht als statistisch signifikant erwies. In Tabelle VI.6 ist deshalb das arithmetische Mittel dieser 3 unterschiedlichen Residuen-Approximationen angegeben.

Auffallend ist, daß jetzt auch bei Intervall-Mittelung der Residuen die geforderte Signifikanz-Schranke öfter erreicht wird. Dies zeigt, daß die relativen Residuen eine deutlich ausgeprägtere funktionale Abhängigkeit von den beiden azimutalen Termen aufweisen, die in "irgendeiner" Form mit strukturellen Besonderheiten des tieferen Untergrundes in Zusammenhang gebracht werden müssen.

Die Abbildungen 6.19 a) - h) zeigen die Approximationen der relativen Residuen an den Stationen GVN, SNA, NVL und SYO. Generell sind wiederum nur geringfügige Differenzen zwischen den unterschiedlich errechneten Kurven festzustellen.

Abbildung 6.20 zeigt vergleichend zu den Stationen GVN und NVL eine Residuen-Approximation für die Station SNA, in die auch der $\cos(2\phi)$ -Term mit einbezogen wurde, obwohl diese Funktion nicht als signifikant erkannt werden konnte. Mit diesem zusätzlichen Term kann an allen drei Stationen eine nahezu völlige Übereinstimmung des Kurvenverlaufs festgestellt werden. Es bestätigt sich die im vorigen Abschnitt angedeutete große Ähnlichkeit der Residuen-Variationen an diesen drei "benachbarten" Stationen. Daß die um mehr als 100° "phasenverschobene" Residuen-Variation der Referenz-Station SPA diesen Effekt bewirkt, kann ausgeschlossen werden. Versuche, bei denen die Stations-Anomalie am Südpol berücksichtigt wurde, ergaben nur verschwindende Unterschiede.

Abb. 6.19 a) - h):

die Abbildungen der folgenden Seiten zeigen analog zu den Abb. 6.15 die Approximation der relativen Residuen an den Stationen GVN, SNA, NVL und SYO bezüglich der Station SPA als Referenz-Station;

bis auf die Station SYO sind wiederum nur geringe Unterschiede zwischen den jeweils unterschiedlich errechneten Regressions-Kurven festzustellen;

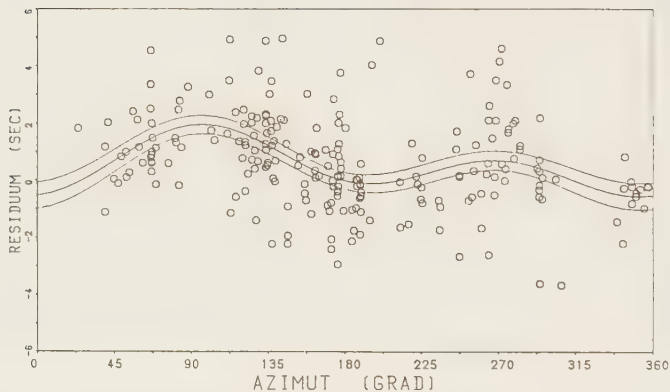
die große Streuung der relativen Residuen an der Station SYO ist u.a. zu einem großen Teil auf deutlich höhere Residuen-Fehler zurückzuführen, die allein aus einer fehlerhaften Ereignis-Lokalisierung resultieren; gegenüber den anderen Stationen ist dieser Fehleranteil in den relativen Residuen ca dreimal so groß; dies bedingt, zumindest teilweise, zusammen mit der ungleichmäßigen azimuthalen Verteilung der Residuen, die Diskrepanz zwischen den beiden unterschiedlich erhaltenen Regressions-Kurven (Einzel-Residuen und Intervall-Mittelung);

ein konsistenteres Ergebnis kann für die Station SYO erreicht werden, wenn zum einen nur mehr relative Residuen zugelassen werden, die nicht mehr als ± 3 sec vom (vorläufigen) mittleren Stations-Residuum abweichen und wenn des weiteren auch der 2. azimuthale Term mit in die Approximation einbezogen wird; aus diesem Grund wird dem $\cos(2\phi)$ -Term, der in den Abb. 6.15 f) und h) noch nicht berücksichtigt ist, im folgenden eine gewisse Notwendigkeit für eine adäquate Beschreibung der funktionalen Residuen-Variation an der Station SYO zu geschrieben

STATION: GVN

REFERENZ: SPA

a)

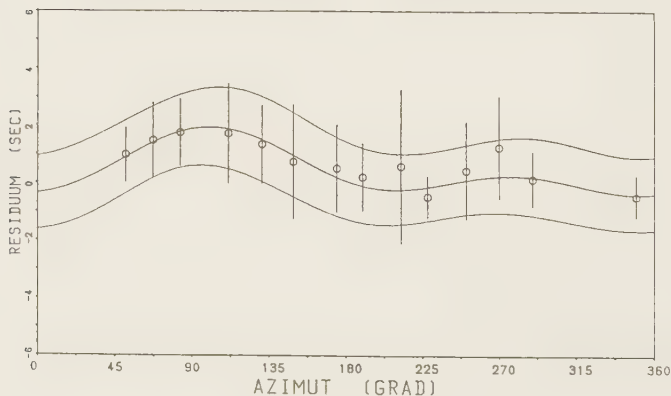


RELATIVE RESIDUEN (JB)	DELTA:	20 - 180 GRAD
MITTLERES STATIONS-RESIDUUM:	.52 +/-	.11 SEC
COS(PHI)-TERM	AMPLITUDE:	.67 +/- .20 SEC
	PHASE:	113.0 +/- 18.4 GRAD
COS(2PHI)-TERM	AMPLITUDE:	.80 +/- .17 SEC
	PHASE:	92.9 +/- 6.0 GRAD
KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %		

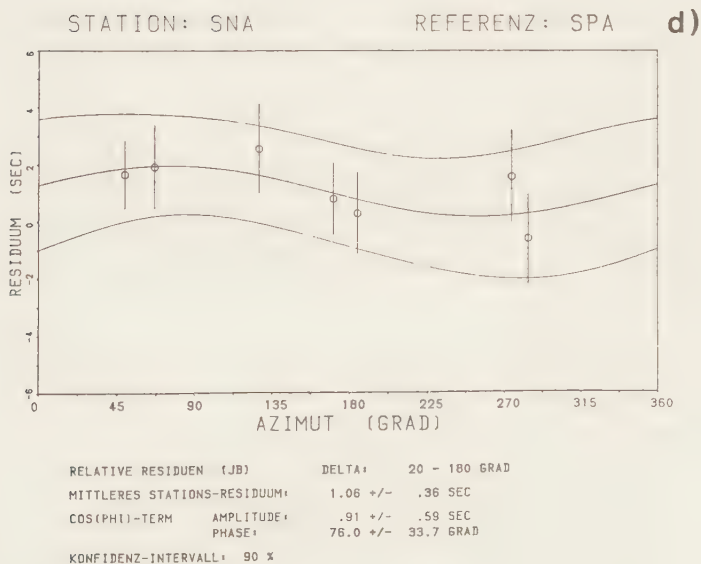
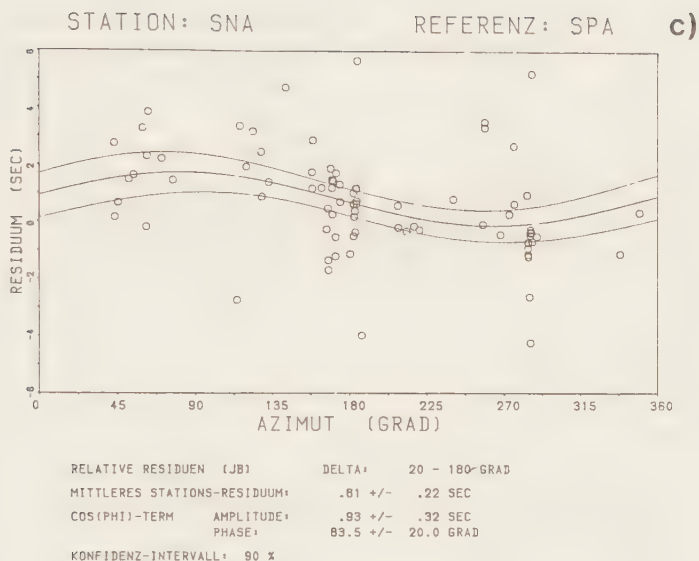
STATION: GVN

REFERENZ: SPA

b)



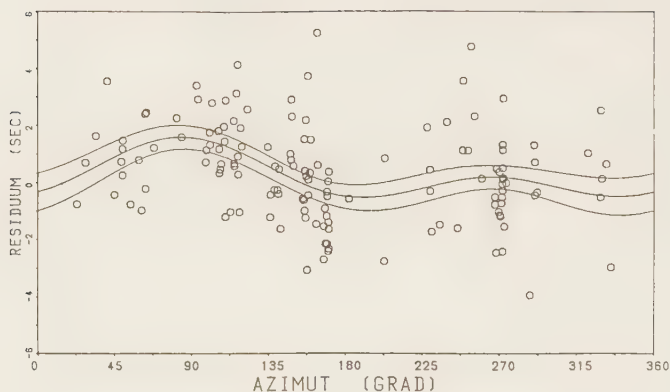
RELATIVE RESIDUEN (JB)	DELTA:	20 - 180 GRAD
MITTLERES STATIONS-RESIDUUM:	.46 +/-	.10 SEC
COS(PHI)-TERM	AMPLITUDE:	.85 +/- .17 SEC
	PHASE:	105.1 +/- 11.3 GRAD
COS(2PHI)-TERM	AMPLITUDE:	.64 +/- .17 SEC
	PHASE:	99.6 +/- 7.8 GRAD
KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %		



STATION: NVL

REFERENZ: SPA

e)

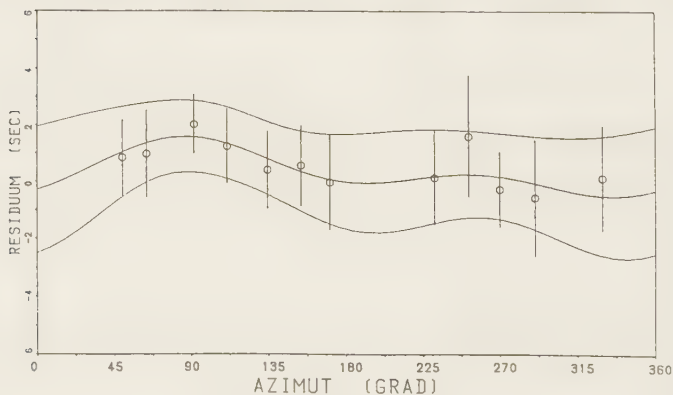


RELATIVE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 180 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: .23 +/- .17 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .72 +/- .22 SEC
 PHASE: 83.0 +/- 22.7 GRAD
 COS(2PHI)-TERM AMPLITUDE: .66 +/- .24 SEC
 PHASE: 85.5 +/- 10.8 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: NVL

REFERENZ: SPA

f)

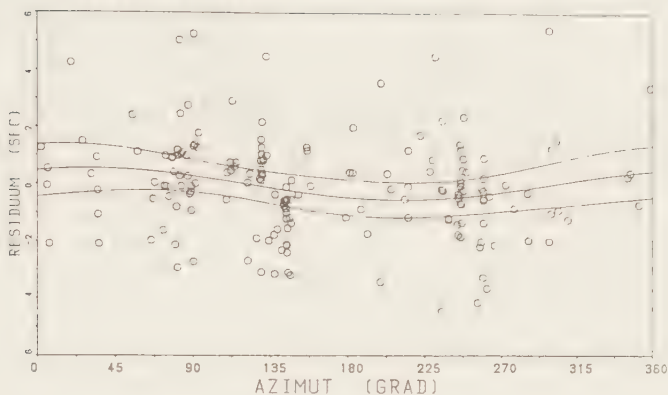


RELATIVE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 180 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: .37 +/- .22 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .71 +/- .28 SEC
 PHASE: 101.6 +/- 28.3 GRAD
 COS(2PHI)-TERM AMPLITUDE: .55 +/- .35 SEC
 PHASE: 81.7 +/- 15.9 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: SYO

REFERENZ: SPA

g)

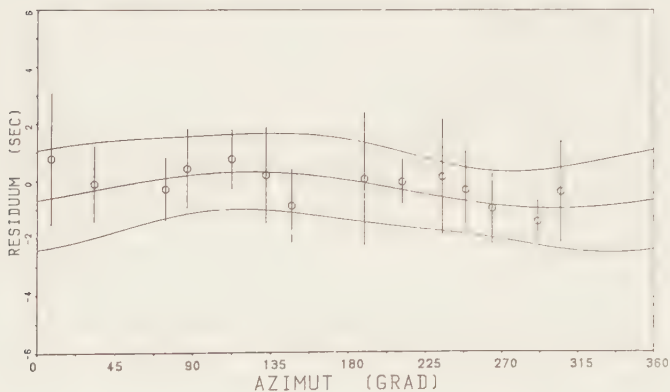


RELATIVE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 180 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: .00 +/- .14 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .54 +/- .28 SEC
 PHASE: 30.9 +/- 24.8 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

STATION: SYO

REFERENZ: SPA

h)



RELATIVE RESIDUEN (JB) DELTA: 20 - 180 GRAD
 MITTLERES STATIONS-RESIDUUM: -.34 +/- .16 SEC
 COS(PHI)-TERM AMPLITUDE: .65 +/- .30 SEC
 PHASE: 122.4 +/- 26.8 GRAD
 KONFIDENZ-INTERVALL: 90 %

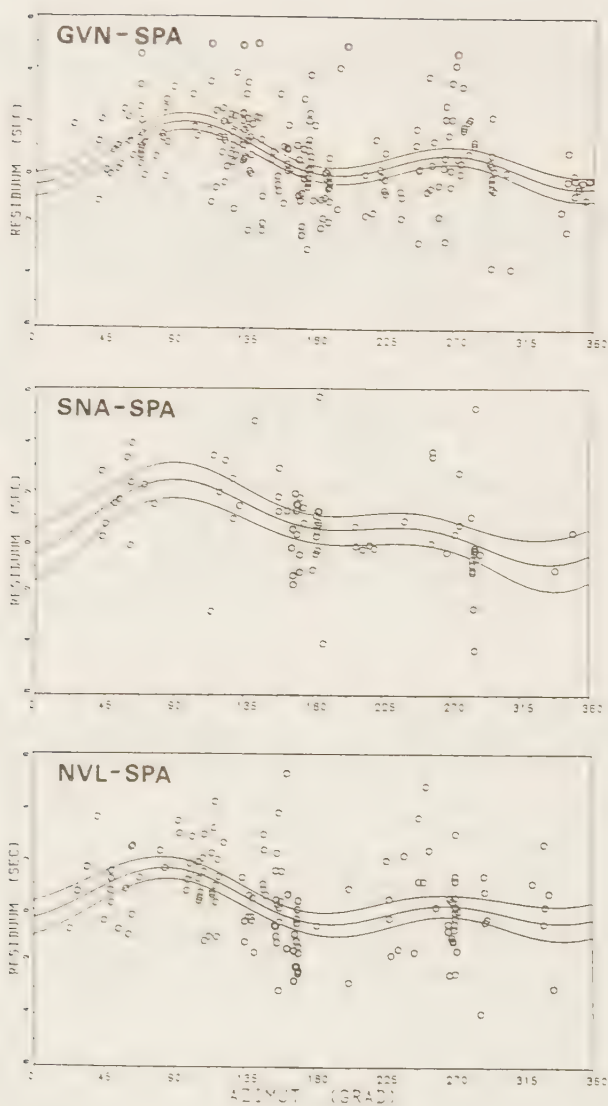


Abb. 6.20: nimmt man auch an der Station SNA den $\cos(2\phi)$ -Term mit in die Approximation der relativen Residuen auf, so lässt sich zwischen den drei Station GVN, SNA und NVL eine sehr große Ähnlichkeit im prinzipiellen Verlauf der Regressions-Kurve feststellen

Die Ähnlichkeit der Stations-Anomalien von GVN, SNA und NVL wird auch indirekt durch Korrelations-Analysen bekräftigt, die azimut-unabhängig sind:

An benachbarten Stationen werden sich Lokalisierungs-Fehler und Einflüsse der Herdregion in den absoluten Residuen in annähernd gleich großen Fehleranteilen niederschlagen. Diese gemeinsamen, additiven Fehleranteile sollten damit eine positive Korrelation der absoluten Residuen bewirken. Durch Differenz-Bildung zwischen Residuen dieser Stationen mit denen einer beiden Stationen gemeinsamen Referenz-Station, deren Residuen ebenfalls durch einen annähernd gleichen Fehlerbetrag kontaminiert sind, sollte ein Zusammenhang zwischen den beiden Stationen über gemeinsame Fehleranteile weitgehend wegfallen. Der Korrelations-Koeffizient sollte damit abnehmen, falls an beiden Stationen signifikante Unterschiede in der Struktur des tieferen Untergrundes vorherrschen.

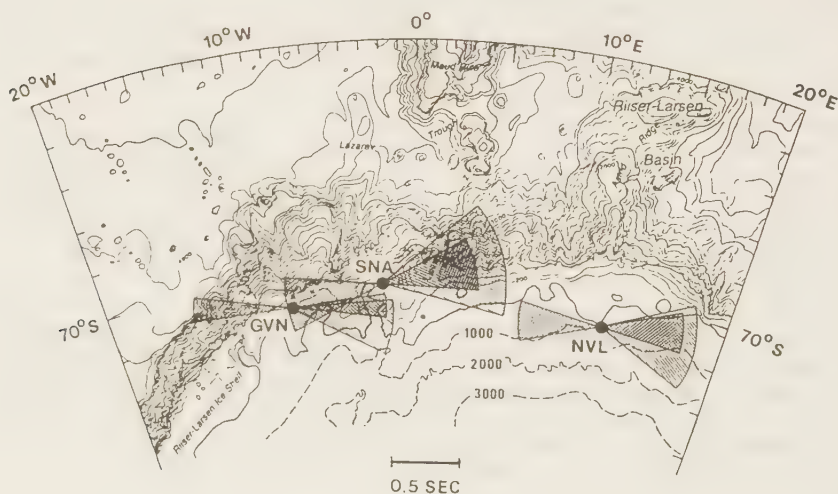
Für die Stations-Paare GVN-SNA und GVN-NVL ergab die Korrelations-Rechnung zwischen den absoluten Residuen (nur P-Phasen) Korrelations-Koeffizienten K_a von $K_a = 0.37$, bzw. $K_a = 0.61$. Der relativ geringe Korrelations-Koeffizient zwischen GVN und SNA ist im wesentlichen durch die deutlich geringere Qualität der SNA-Bulletin-Daten zu begründen.

Für die relativen Residuen bezüglich der Station SPA wurden für diese Stations-Paare jedoch höhere Korrelations-Koeffizienten von $K_r = 0.43$, bzw. $K_r = 0.70$ errechnet. Dieser Anstieg ist zwar statistisch nicht unbedingt als signifikant anzusehen -- die 95%-Vertrauensbereiche liegen für GVN-SNA zwischen $0.23 \leq K_a \leq 0.51$ und $0.28 \leq K_a \leq 0.56$, für das Stationspaar GVN-NVL zwischen $0.51 \leq K_a \leq 0.69$ und $0.61 \leq K_r \leq 0.76$ -- er ist jedoch ein Indiz dafür, daß nach weitgehender Eliminierung gemeinsamer Fehlereinflüsse immer noch eine große Ähnlichkeit in der Residuen-Variation an diesen Stationen vorherrschen muß. Letztlich ist dies auch ein Hinweis dafür, daß diese drei Stationen keine drastisch differierenden Geschwindigkeits-Anomalien aufweisen sollten. Andernfalls müßte der Korrelations-Koeffizient deutlich abnehmen.

An allen Stationen bestätigen somit die "fehlerfreien" relativen Residuen die Ergebnisse, die schon aus der Analyse der mehr fehlerbehafteten absoluten Residuen abgeleitet wurden (Abb. 6.21).

Der 2. azimutale Term für die Stationen SNA und SYO sollte zwar mit einiger Skepsis betrachtet werden, auch wenn es nach nach obigen Ausführungen durchaus gerechtfertigt erscheint, diesen zumindest für die Residuen-Variaition an der Station SNA als "reell" zu betrachten. Es ergibt sich dabei jedoch ein sehr einheitliches und auch überraschendes Ergebnis, das im wesentlichen mit der Analyse der absoluten Residuen übereinstimmt:

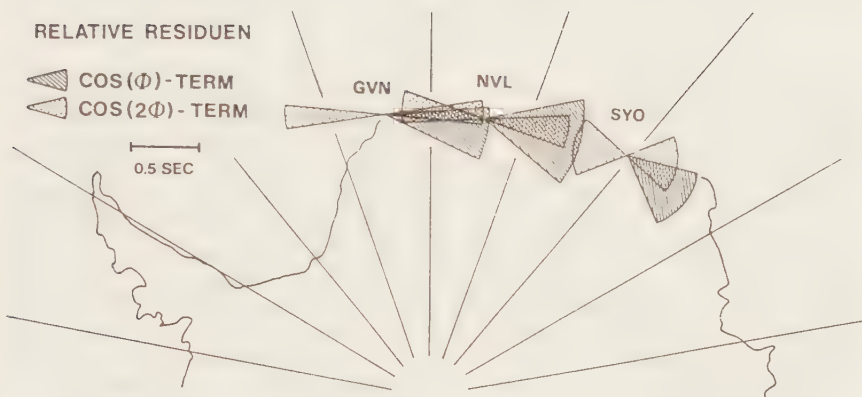
Die Richtungen, bei denen der $\cos(\Phi)$ -Term die größten Verzögerungen aufweist, zeigen an allen Stationen ohne größere Abweichungen nur nach Osten. Die "langsamen" Richtungen des $\cos(2\Phi)$ -Terms lassen, von der Station SYO etwas abgesehen, einen exakt küstenparallelen Trend erkennen.



RELATIVE RESIDUEN

(a)

 $\cos(\Phi)$ -TERM
 $\cos(2\Phi)$ -TERM



(b)

Abb. 6.21: die "langsamen" Richtungen der beiden azimuthalen Terme bei der Approximation der relativen Laufzeit-Residuen;

dargestellt sind die Mittelwerte aus den jeweils unterschiedlich gewonnenen Ergebnissen mit Ausnahme der Station SNA, für die der $\text{COS}(2\Phi)$ -Term wegen der geringen Residuen-Anzahl nur aus der entsprechenden Approximation der Einzel-Residuen ermittelt wurde; der eingezeichnete Schwankungs-Bereich der "langsamen" Richtungen entspricht der errechneten Standardabweichung $\Delta\bar{\Phi}_{1,2}$;

- a) diese Darstellung verdeutlicht an den "benachbarten" Stationen GVN, SNA und NVL den Zusammenhang zwischen den "langsamen" Richtungen und den großräumigen topographischen Struktur-Elementen entlang des Kontinentalrandes von Queen Maud Land (Kartengrundlage: LA BREQUE, 1986, verändert)
- b) diese Darstellung zeigt, daß auch über größere Entfernungen hinweg die "langsamen" Richtungen der beiden azimuthalen Terme durch eine generell östliche, bzw küstenparallele Orientierung ausgezeichnet sind; verglichen mit den Ergebnissen aus der Analyse der absoluten Residuen tritt dieser Effekt noch prononcierter hervor

VI.5.4 DISKUSSION UND INTERPRETATION

Prinzipiell können beliebig viele und beliebig komplexe Modelle entwickelt werden, mit denen die beobachteten Residuen zu erklären sind. Dies ist ein generelles Problem der meisten indirekten Inversions-Verfahren in der Geophysik. Ein "realistisches" Modell vom Aufbau des oberen Erdmantels und der Erdkruste kann nur dann abgeleitet werden, wenn verschiedene Randbedingungen erfüllt sind.

Es ist leicht einzusehen, daß detaillierte Aussagen nur dann möglich sind, wenn mehrere Stationen flächendeckend über das Untersuchungsgebiet verteilt sind, denn nur dann kann die interessierende Untergrund-Struktur aus unterschiedlichen "Blickwinkeln" studiert werden. In diesem Fall kann z.B. mit dem klassischen Verfahren des "ray-tracing" (siehe z.B. NIX-DORF, 1986) oder dem direkten Inversions-Verfahren nach AKI relativ leicht ein plausibles Modell entwickelt werden. Diese wichtigste aller Voraussetzungen ist hier nicht erfüllt. Die hier betrachteten Stationen sind voneinander zu weit entfernt, und mit der Residuen-Variation einer einzigen Station läßt sich allenfalls nur ein sehr grobes Bild des tieferen Untergrundes skizzieren. Speziell für eine Untersuchung des Übergangs-Bereichs Ozean-Kontinent wären nähergelegene Stationen, vor allem im kontinentalen Hinterland, von großer Bedeutung. Deshalb erscheint es nicht sinnvoll, z.B. durch "ray-tracing" ein definiertes Modell abzuleiten, das aufgrund dieses Sachverhalts nur eines von vielen anderen, gleichberechtigten Modellen sein kann. Es soll deshalb vielmehr versucht werden, mögliche Erklärungen dafür zu suchen, wie die mittleren Stations-Residuen und die jeweiligen azimutalen Terme, insbesondere deren küstenparallele Orientierung, zu interpretieren sind. Dies ist nicht zuletzt auch eine direkte Folge der, verglichen mit Untersuchungen in anderen Regionen, überaus starken Residuen-Streuung an antarktischen Stationen. Aus diesem Grund ist auch eine direkte Interpretation von gleitend gemittelten Residuen-Rosetten mit großen Unsicherheiten behaftet, so daß einzig die Interpretation der Residuen-Approximationen, bzw. der jeweiligen azimutalen Terme, soweit sie statistisch gesichert sind oder anderweitig plausibel zu vertreten sind, als sinnvoll angesehen werden muß.

Die Vielfalt der Interpretations-Möglichkeiten wird etwas eingeschränkt, wenn Ergebnisse anderer Untersuchungen als zusätzliche Randbedingungen mit herangezogen werden können. Im folgenden sollen einige der für eine Interpretation wichtigen,

bisherigen Kenntnisse über den tieferen Untergrund im Bereich der untersuchten Stationen dargestellt werden.

1. Aus seismischen Tiefenondierungen, magnetischen und gravimetrischen Messungen sind die wesentlichen strukturellen Merkmale des Krustenaufbaus unter den Stationen NVL und SYO bekannt (KOGAN, 1972, bzw. IKAMI et al., 1983). An beiden Stationen wurde für die MOHO eine Tiefenlage von 40 km ermittelt. Für die Sub-MOHO-Geschwindigkeiten werden an beiden Stationen ebenfalls identische Werte zwischen 7.9 und 8.0 km/sec angegeben. Als Durchschnitts-Geschwindigkeiten innerhalb der Erdkruste können für das Gebiet bei NVL ca. 6.4 km/sec und in der Region bei SYO ca. 6.3 km/sec angenommen werden.

Nach KOGAN fällt die MOHO bei NVL kontinenteinwärts, in Richtung des Wohltat-Massivs, unter einem Winkel von 10° ein. Für das Profil bei SYO werden von IKAMI et al. keine Einfallswinkel angegeben. Wegen des flacheren Anstiegs zum Inland-Plateau hin sollten hier jedoch etwas geringere MOHO-Neigungen zu erwarten sein, wobei aufgrund der Topographie für die Einfall-Richtung ein Azimut von ca. 120° zu erwarten sein sollte.

2. Nach GROUSHINSKY und SAZHINA (1982), die eine zusammenfassende Auswertung aller bis dahin zur Verfügung stehenden Schweremessungen durchführten (regionale Bouguer-Anomalien), ist am Südpol mit einer Krustenmächtigkeit von ca. 50 km zu rechnen. Die MOHO sollte im wesentlichen horizontal verlaufen.

3. Weitere Randbedingungen können aus der Untergrund-Topographie bei flächenhaften Eisdicken-Messungen abgeleitet werden. Markante, großräumige morphologische Strukturen des subglazialen Untergrundes können indirekt mit spezifischen tektonischen Strukturelementen in anderen Regionen korreliert werden (Gräben, escarpments, bedrock-depressions usw). Ergänzend dazu lassen sich aus aeromagnetischen Messungen Abschätzungen über die Tiefenlage des "magnetischen basements" gewinnen, so daß z.B. ausgeprägte Grabenstrukturen mit mächtigen Sedimentfüllungen (Aulakogene) trotz Eisüberdeckung zu identifizieren sein müßten. Nach einer Karte von KADMINA et al. (1983), die eine Vielzahl von Eisdicken- und Aeromagnetik-Daten bearbeiteten, zeichnet sich unmittelbar östlich der Station SNA eine ausgeprägte Grabenstruktur ab (Abb. 6.22). Diese Grabenstruktur, die von dem mächtigen Jutulstraumen-Eisstrom ausgefüllt ist, wird durch geologische Befunde ebenfalls bestätigt. Die Graben-Oberfläche liegt dabei mehr als 1000 m unter dem

Meeresspiegel, die Tiefenlage des "magnetischen basements" nimmt von Süden nach Norden von ca. 4 km auf über 10 km zu. Westlich der Station SYO ist in Abbildung 6.22 eine ähnliche Struktur zu erkennen.

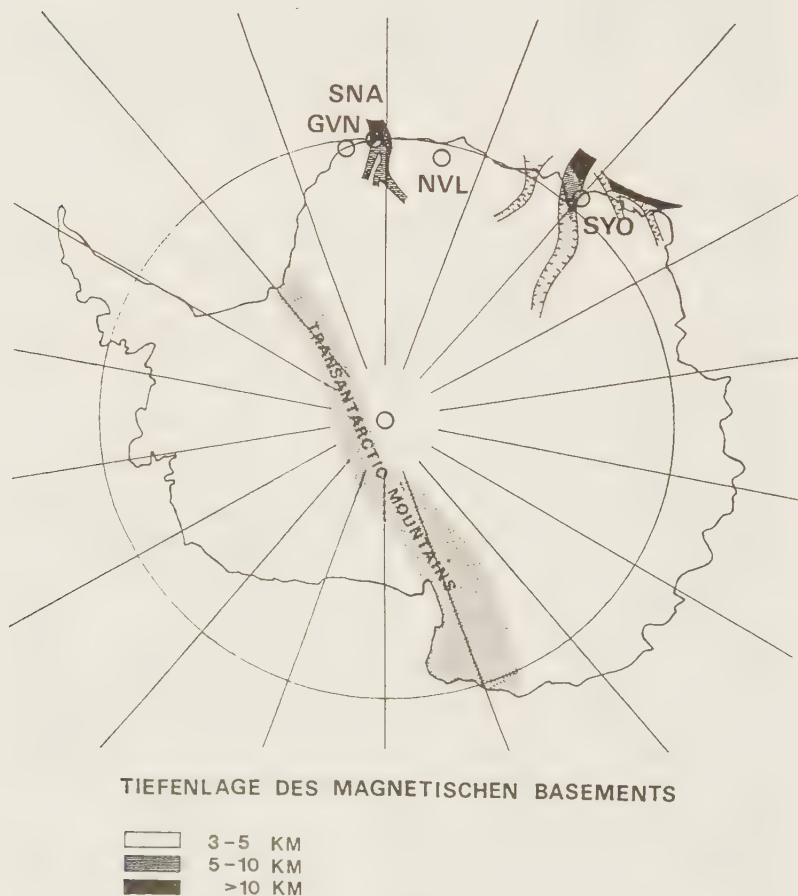
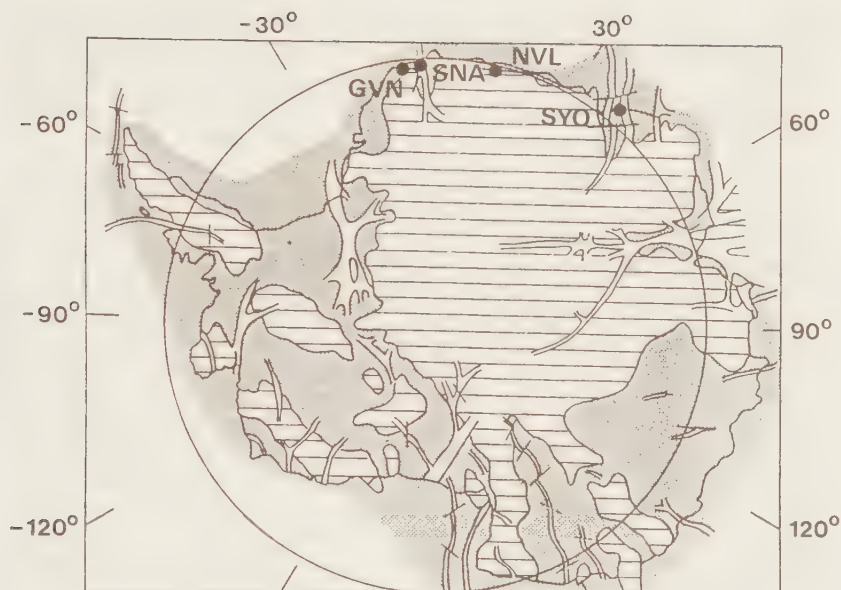


Abb. 6.22: die abgeschätzte Tiefenlage des magnetischen basements nach KADMINA et al., 1983 (verändert, es wurde nur das für die hier betrachteten Stationen relevante Gebiet dargestellt)



VERTEILUNG DER HAUPT-RIFTZONEN



Abb. 6.23: Verteilung der Haupt-Riftzonen längs der Randbereiche des ostantarktischen Schildes und innerhalb der West-Antarktis (nach IVANOW, 1983, verändert)

Diese Grabenstrukturen, die sich im wesentlichen nur auf die Randbereiche des ostantarktischen Schildes beschränken, sind charakteristische Merkmale der ostantarktischen Tektonik. Die Entstehungsgeschichte dieser Rand-Aulakogene ist zwar noch weitgehend ungeklärt. Es wird allgemein angenommen, daß diese Strukturen alte, inaktive oder teilweise auch noch rezent aktive rift-Systeme darstellen, die in Zusammenhang mit dem Auseinanderbrechen Gondwanalands zu sehen sind (Abb. 6.23). Für das ausgeprägte rift-System im Bereich des Lambert-Gletschers und Amery-Schelfeises (bei ca. 70° E) kann dies z.B. als weitgehend gesichert angenommen werden. Die Krustenmächtigkeiten erreichen im zentralen Teil dieses rift-Systems nur mehr Werte von 22 - 24 km (FEDOROV et al., 1982).

Bevor im weiteren Verlauf der Diskussion auf die Residuen-Variation an den küstennahen Stationen eingegangen wird, soll ergänzend zu den Ausführungen in Abschnitt VI.5.2.1 nochmals die Stations-Anomalie der Station SPA am Südpol näher betrachtet werden.

Gegenüber dem Modell von JEFFREYS-BULLEN würde ein modifiziertes Modell mit einer 50 km mächtigen Erdkruste, bei dem die seismischen Geschwindigkeiten unverändert bleiben sollen (Kruste 6.0 km/sec, oberster Mantel 7.75 - 7.80 km/sec), in einem mittleren Stations-Residuum von von ca. + 0.70 sec resultieren. Es wurde jedoch ein mittlerer A₀-Wert von - 0.10 sec errechnet. Eine einfache Abschätzung ergibt, daß, unveränderte Geschwindigkeiten im Erdmantel vorausgesetzt, eine auf 6.40 km/sec erhöhte Durchschnitts-Geschwindigkeit innerhalb der Kruste ausreicht, um trotz größerer Krustenmächtigkeit ein mittleres Stations-Residuum von ca. - 0.10 sec zu erzeugen. Nimmt man die für die Stationen NVL und SYO bestimmten mittleren Geschwindigkeiten innerhalb der Kruste auch als bezeichnend für die Verhältnisse am Südpol an, so würde dies bedeuten, daß die Geschwindigkeiten im Erdmantel nicht vom JEFFREYS-BULLEN Modell abzuweichen brauchen. Die v_p-Geschwindigkeiten im oberen Erdmantel wären damit für einen alten Schild erstaunlich niedrig, da global für stabile Plattformen i.a. deutlich höhere Sub-MOHO-Geschwindigkeiten bestimmt wurden. Sollte am Südpol die mittlere Krustengeschwindigkeit wirklich bei ca. 6.40 km/sec liegen, so könnte dies so interpretiert werden, daß die physikalischen Eigenschaften des oberen Erdmantels unter dem Südpol noch nicht ganz denen unter einem alten Schild entsprechen, sondern vielmehr eine lateral großräumige Übergangszone zwischen der West- und Ostantarktis repräsentieren. Die azimutale Variation der Residuen an der Station SPA sowie deren Lage am Rande des ostantarktischen Schildes lassen dies durchaus vermuten, doch können mit diesen Daten keine det aillierteren Aussagen abgeleitet werden, zumal wesentliche Zusatz-Informationen fehlen.

Die Diskussion und Interpretation der Residuen-Variation an den küstennahen Stationen soll im folgenden nur anhand der relativen Residuen geführt werden.

Die Residuen-Anomalie der Station SYO kann nur sehr eingeschränkt diskutiert werden, da die darin enthaltenen Unsicherheiten einen zu großen Spekulations-Spielraum bedingen. Betrachtet man die mittlere relative Verfrühung von - 0.20 sec gegenüber der Station SPA als weitgehend fehlerfrei, so kann dies relativ plausibel durch die ca. 10 km geringere Tiefenlage der MOHO erklärt werden. Mit den Ergebnissen der seismi-

schen Tiefensondierung und mit entsprechenden Krusten-Geschwindigkeiten am Südpol würde daraus ein mittleres relatives Stations-Residuum von -0.20 ± 0.1 sec resultieren. Dies ist in sehr guter Übereinstimmung mit dem gefundenen Ergebnis. Auf die azimutale Variation der Residuen wird an dieser Stelle nicht weiter eingegangen, sie soll zusammen mit denen der anderen Stationen diskutiert werden.

Das Beispiel der Station SYO zeigt, daß die deutlich positiven relativen Stations-Residuen der Stationen GVN, SNA und NVL damit zu einem Großteil auf geringere v_p -Geschwindigkeiten im oberen Erdmantel zurückgeführt werden müssen. Berücksichtigt man die größere Krustenmächtigkeit am Südpol mit einem Korrekturglied von $+0.20$ sec, so betragen an diesen Stationen die mittleren relativen Verspätungen gegenüber SPA wenigstens 0.50 sec. Diese Werte können damit eigentlich plausibel nur durch eine ausgeprägte Zone erniedrigter Ausbreitungs-Geschwindigkeit im oberen Erdmantel erklärt werden. Die Lage der Stationen nahe dem Kontinentalrand läßt vermuten, daß diese Niedriggeschwindigkeits-Zone eventuell mit einer ausgeprägten, "ozeanischen" Asthensphäre identisch sein könnte, die erst weiter kontinenteinwärts ausdünnert oder ganz verschwindet. Da die Station NVL doch schon weiter vom Schelfabbruch entfernt liegt, müßte sich dieser postulierte "low-velocity-layer" relativ weit kontinenteinwärts erstrecken. Ausdehnung, Tiefenlage der Obergrenze und mittlere v_p -Geschwindigkeit können mit diesen Ergebnissen nicht ermittelt werden.

Als mögliches Modell könnte z.B. eine ca. 100 km mächtige Schicht innerhalb eines sonst "normalen" Mantels angenommen werden, deren Obergrenze eine Tiefenlage von ca. 120 km aufweist und deren v_p -Geschwindigkeit auf 7.50 km/sec reduziert ist. Dieses Modell würde größenordnungsmäßig solche Residuen erzeugen (NIXDORF, 1986). Vermutlich müßte jedoch eine höher liegende Obergrenze angesetzt werden. Eine Tiefenlage von $60 - 80$ km, wie sie von ADAMS (1971) aufgrund von P'P'-Vorläufern für das Gebiet des Lambert Gletschers postuliert wird, erscheint somit durchaus plausibel.

Akzeptiert man eine derartige Interpretation, so würde sich der Kontinentalrand bei Queen Maud Land durch ähnliche strukturelle Eigenheiten auszeichnen, die von NUTTLI und BOLT (1969) für den Übergang Ozean-Kontinent in Kalifornien abgeleitet wurden. Diese beiden Regionen sind jedoch aufgrund ihrer erdgeschichtlichen Entwicklung und Tektonik nicht direkt oder zumindest nur bedingt vergleichbar.

Wie bereits in Abschnitt VI.5.2.1 erwähnt wurde, sollte bei dieser Modell-Vorstellung aus plausiblen Gründen die Streichrichtung der Geschwindigkeits-Anomalie annähernd parallel zum

Kontinentalrand verlaufen. Die "langsamen" Richtungen des 1. azimuthalen Terms müßten damit an diesen Stationen normal zum Küstenverlauf orientiert sein und nach Norden zeigen. Sie zeigen an GVN, SNA und NVL jedoch ziemlich exakt nach Osten. Um diese Situation erklären zu wollen, müßten sehr komplexe und durch nichts zu haltende Modelle entwickelt werden (z.B. um 90° im Uhrzeigersinn rotierte Teilschollen). Auffallend ist aber, daß die Amplituden der $\cos(\Phi)$ -Terme mit denen von NUTTLI und BOLT gut übereinstimmen.

Erwähnt sei noch, daß an der Station NVL die mit 10° relativ steil nach Süden hin einfallende MOHO nur eine geringe Residuen-Variation bewirkt. Für Herdentfernungen größer als 70° bleibt die daraus resultierende Amplitude der entsprechenden $\cos(\Phi)$ -Variation kleiner als 0.1 sec.

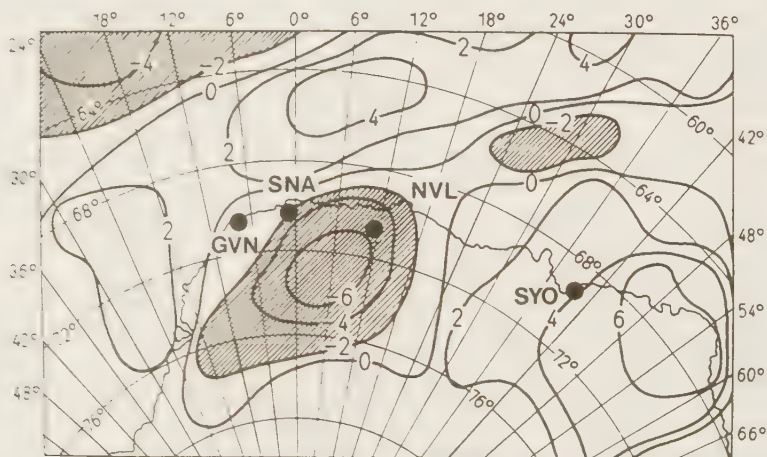


Abb. 6.24: MAGSAT-Anomalie der Totalintensität des Erdmagnetfeldes über dem zentralen Teil von Queen Maud Land nach RITZWOLLER und BENTLEY, 1983; die mittlere Flughöhe des Satelliten betrug 470 km, die Iso-
linien sind in Abständen von 2 nT gezeichnet;
(Abbildung aus BORMANN et al., 1986, verändert)

Einen weiteren, indirekten Hinweis auf eine Zone erniedrigter Geschwindigkeit im oberen Erdmantel könnte die Analyse großräumiger Magnetfeld-Anomalien von RITZWOLLER und Bentley (1983) liefern, die auf MAGSAT Satelliten-Daten basiert. Über dem zentralen Queen Maud Land ist eine ausgeprägte Anomalie der Totalintensität zu beobachten (Abb. 6.24). Obwohl die Erfahrungen in der Interpretation solcher Daten noch gering sind, vertreten RITZWOLLER und BENTLEY die Ansicht, daß große negative Anomalien mit einem Anheben der Curie-Isotherme in Verbindung gebracht werden können. Ein höheres Niveau der Curie-Isotherme betrifft zwar in erster Linie nur die Erdkruste, jedoch sollte ein derartiger Temperatur-Anstieg auch den Erdmantel betreffen. Implizit müßte eine höhere Mantel-Temperatur dann in einer entsprechend geringeren v_p -Geschwindigkeit resultieren.

Eine weitere Bestätigung fände diese Argumentation dadurch, daß das negative Stations-Residuum von SYO mit einer weiträumig positiven Magnetfeld-Anomalie korreliert. Anmerkend sei erwähnt, daß im Gebiet des Balleny Beckens bei 150° E von CARA und ROULAND (1984) für die Obergrenze einer ausgeprägtes low-velocity-layers eine Tiefenlage von nur 25 km angegeben wird. In der Karte von RITZWOLLER und BENTLEY zeigt dieses Areal die größten negativen Anomalien überhaupt.

Konsistent mit dieser Argumentation wäre damit auch östliche Orientierung der "langsamen" Richtung des 1. azimutalen Terms an den beiden Stationen GVN und SNA. Für die Station NVL ist keine Übereinstimmung festzustellen, jedoch kann bei dieser vorsichtigen Interpretation die Ausdehnung der Magnetfeld-Anomalie nicht direkt mit der einer "entsprechenden" Geschwindigkeits-Anomalie verglichen werden.

Ein Vergleich der Abbildung 6.21 mit den Abbildungen 6.22 und 6.23 zeigt, daß an den Stationen SNA und SYO die "langsamen" Richtungen, insbesondere die des $\cos(2\phi)$ -Terms, praktisch keine Beziehung zu den wesentlichen strukturellen Merkmalen der Untergrund-Topographie zeigen. Ausgeprägte Grabenstrukturen mit mehrere km mächtigen Sedimentfüllungen, vor allem wenn sie zudem durch eine rezente oder noch bis in geologisch jüngere Vergangenheit anhaltende tektonische Aktivität gekennzeichnet sind, wäre eine grabenparallele Orientierung des $\cos(2\phi)$ -Terms zu erwarten. Die Grabenstrukturen bei SNA und SYO müssen demnach "fossile" Gräben sein, deren (vermutete) Sedimentfüllung zum einen schon weitgehend konsolidiert sein sollte. Zum anderen sollten sich auch die Verhältnisse im oberen Erdmantel wieder annähernd "normalisiert" haben. Bei Grabenstrukturen, deren Entstehung oder letzte tektonische Aktivität noch in die jüngere geologischen Vergangenheit zu datieren sind, wären i.a. deutlich erniedrigte

Mantel-Geschwindigkeiten zu erwarten, die eine grabenparallele Orientierung der "langsamen" Richtung des $\cos(2\Phi)$ -Terms bewirken müßten. So wird z.B. von NIXDORF (1986) eine entsprechende Residuen-Anomalie im Bereich des relativ jungen Egergrabens durch eine Aufwölbung eines low-velocity-layers (Asthenosphäre) interpretiert.

Betrachtet man noch einmal Abbildung 6.18, so erkennt man, daß, ungeachtet der in VI.5.2.2 aufgeworfenen Fragen, auch bei DZIEWONSKI und ANDERSON (1983) die "langsamen" Richtungen des 2. azimutalen Terms an einigen küstennahen Stationen eine mehr oder minder küstenparallele Orientierung aufweisen. Demnach sollte dies kein regionaler Effekt sein, sondern muß vielmehr als charakteristisch für den passiven Kontinentalrand der Ostantarktis angesehen werden.

Die "einfachste" und plausibelste Erklärung dafür ist, dies als Effekt einer Geschwindigkeits-Anisotropie des oberen Erdmantels (Richtungs-Anisotropie) zu interpretieren, die in Zusammenhang mit der Entstehungsgeschichte der Antarktis, bzw. der Desintegration Gondwanalands mit dem ostantarktischen Schild als Kernstück zu sehen ist. Natürlich könnte, um die $\cos(2\Phi)$ -Abhängigkeit der Residuen zu erklären, für den Übergang Ozean-Kontinent auch eine "spezielle" Struktur modelliert werden. Aufgrund der bisherigen Vorstellungen über den Aufbau des tieferen Untergrundes im Bereich passiver Kontinentalränder müßte solch ein Modell als einigermaßen "exotisch" bezeichnet werden.

Bis vor zehn Jahren waren Beobachtungen, die zu der Erkenntnis führten, daß der obere Erdmantel seismisch anisotrop sein kann, vorwiegend nur auf ozeanische Bereiche, vor allem nahe den mittelozeanischen Rücken beschränkt. Während der letzten Jahre hat eine stetig zunehmende Anzahl verschiedenster Untersuchungen gezeigt, daß auch die kontinentale Lithosphäre sowie größere Bereiche der Asthenosphäre eine Geschwindigkeits-Anisotropie aufweisen können (z.B. BAMFORD, 1976, BABUSKA et al., 1984, DRUMMOND, 1985, eine ausführliche Zusammenfassung darüber ist bei CRAMPIN et al., 1984, zu finden).

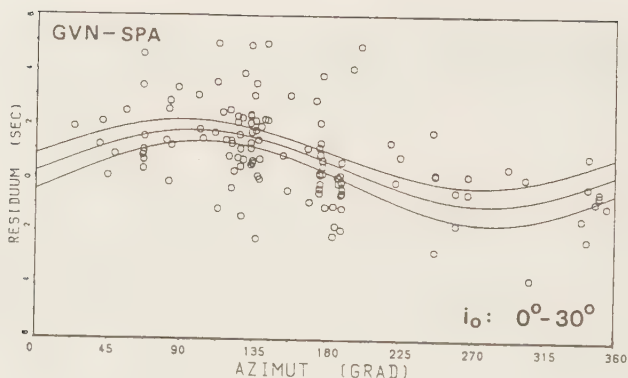
Es gilt allgemein als gesichert, daß die Geschwindigkeits-Anisotropie des oberen Erdmantels auf eine Vorzugsrichtung in der Orientierung von Olivin- und Orthopyroxen-Kristallen, die als die Hauptmineral-Bestandteile von Mantelgestein anzusehen sind, zurückgeführt werden kann. Eine Vielzahl von petrologischen Untersuchungen an ultramafischen Einschlüssen aus dem oberen Erdmantel in oberflächennah anzutreffenden Gesteinen bestätigt dies (z.B. CHRISTESEN und SALISBURY, 1979). Die bevorzugte Orientierung der anisotropen Kristalle kann im wesentlichen durch zwei unterschiedliche Mechanismen erklärt

werden, die implizit jedoch durch einen beiden gemeinsamen Prozeß initiiert werden: rheologische Fließ-Bewegungen im Mantel und damit verbundene Spannungen im oberen Erdmantel.

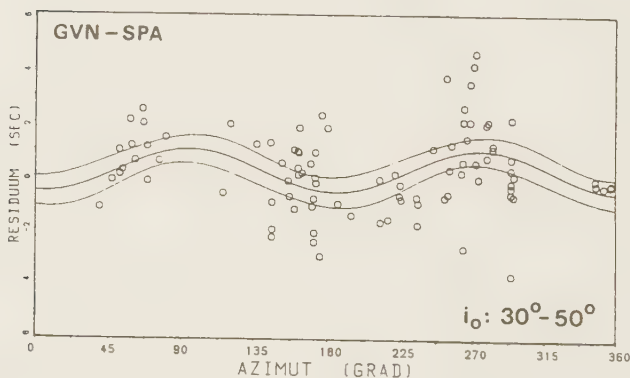
Labor-Versuche zeigten, daß Olivin bei uniaxialer Kompression syntektonisch so umkristallisiert, daß die Kristallachsen, die mit der langsamen Ausbreitungs-Geschwindigkeit verknüpft sind, vorzugsweise parallel zur Kompressions-Richtung orientiert sind, während die anderen Achsen annähernd in der dazu senkrechten Ebene zu liegen kommen. Dies würde an sich nur eine transversale Geschwindigkeits-Anisotropie bewirken. Entscheidend für die Ausbildung einer Richtungs-Anisotropie unter realen Verhältnissen ist jedoch das aktuelle, deviatorische stress-Regime. Dies erklärt, warum bei diesem Rekristallisations-Vorgang trotzdem eine Richtungs-Anisotropie entstehen kann, bei der die Richtungen der minimalen und maximalen Geschwindigkeiten im wesentlichen mit den entsprechenden Hauptspannungs-Richtungen, also maximale Kompression (Olivin b-Achse), bzw. maximale Dehnung (Olivin a-Achse) koinzidieren. Entsprechende Untersuchungen von CHRISTENSEN und SALISBURY (1979) an obduzierten Ophiolithen, deren Herkunft auf den oberen Erdmantel hindeutet, bestätigen dies.

Der zweite, vermutlich am meisten eine Geschwindigkeits-Anisotropie bestimmende Mechanismus resultiert direkt aus der visko-plastischen Fließbewegung von Mantelgestein. Es wird allgemein als gesichert angenommen, daß dabei eine bevorzugte Einregelung der Olivin-Kristalle stattfindet, die darin resultiert, daß die "schnelle" Ausbreitungsrichtung seismischer Wellen mit der Fließrichtung zusammenfällt (z.B. 'LALLEMANT und CARTER, 1970, in CHRISTENSEN und SALISBURY, 1979).

Ein stützendes Argument erfährt diese Interpretation, wenn man versucht, die beiden azimutalen Terme der Residuen-Approximation für unterschiedliche Auftauchwinkel-Intervalle zu berechnen und so auf deren Abhängigkeit vom Inzidenzwinkel hin zu untersuchen. Dies ist allerdings nur mit Daten der GVN-Station möglich, da nur hierfür eine ausreichende azimutale Überdeckung, bzw. statistische Signifikanz erreicht werden kann. Die Residuen wurden in zwei Intervalle aufgeteilt, und zwar für Inzidenzwinkel von (1) $0^\circ - 30^\circ$ und von (2) $30^\circ - 50^\circ$. Es zeigte sich, daß der $\cos(\phi)$ -Term nur für Residuen bei steil auftauchenden Wellen der 1. Intervall-Klasse signifikant approximiert werden kann. Residuen bei flacher ankommenden Wellen der 2. Intervall-Klasse können mit diesem Term nicht mehr geeignet approximiert werden, der Signifikanz-Test versagt. Deutlich zeigen dies auch die entsprechenden Korrelations-Koeffizienten, die für den ersteren Fall mehr als



RELATIVE RESIDUEN (JB)	DELTA:	20 - 180 GRAD
MITTLERES STATIONS-RESIDUUM:	.38 +/-	.17 SEC
COS(PHI)-TERM	AMPLITUDE:	1.34 +/- .25 SEC
	PHASE:	99.4 +/- 10.2 GRAD



RELATIVE RESIDUEN (JB)	DELTA:	20 - 180 GRAD
MITTLERES STATIONS-RESIDUUM:	.24 +/-	.15 SEC
COS(2PHI)-TERM	AMPLITUDE:	.79 +/- .24 SEC
	PHASE:	95.4 +/- 9.4 GRAD

Abb. 6.25: Approximation der relativen Residuen der Station GVN für unterschiedliche Auftauchwinkel-Intervalle: 0° - 30° (oben) und 30° - 50° (unten);

die azimutale Variation der Residuen von Ereignissen, deren Wellen an der GVN-Station mit steilen Auftauchwinkeln ankommen, läßt sich mit nur einer $\cos(\phi)$ -Funktion am besten approximieren; dagegen kann bei größeren Inzidenzwinkeln, bzw flacherem Strahlverlauf die funktionale Abhängigkeit der Residuen vom Azimut adäquat nur durch eine $\cos(2\phi)$ -Funktion beschrieben werden

doppelt so hoch ausfallen. Umgekehrt nimmt der $\cos(2\phi)$ -Term bei Approximation von Residuen der 2. Intervall-Klasse mehr von der Gesamt-Varianz der Residuen auf und ist durch eine statistische Sicherheit von mehr als 99% ausgezeichnet (Abb. 6.25). Die Residuen der Station NVL zeigen diesen Effekt weniger deutlich, doch bestätigen auch sie prinzipiell eine solche Abhängigkeit der azimutalen Terme vom Auftauchwinkel.

Eine Abschätzung, bis in welche Tiefen der obere Erdmantel seismisch anisotrop ist, hängt davon ab, wie groß der Anisotropie-Koeffizient $(v_{p,max} - v_{p,min})/v_{p,max}$ ist. Nach BABUSKA et al. (1984) kann die P-Wellen Anisotropie in olivinreichen Ultramafiten bis zu 15% betragen. Sie ist in großem Maße abhängig von der dominierenden Mineral-Zusammensetzung des Mantelgesteins. Pyroxenreichere Gesteine zeigen eine deutlich geringere Anisotropie von weniger als ca. 4%. Legt man der Abschätzung eine mittlere Anisotropie von ca. 8% zugrunde, wie sie von BABUSKA et al. (1984) für die Lithosphäre in Zentral-Europa bestimmt wurde, so würde mit einem A_2 -Wert von 0.72 sec (GVN-Station) sec mit den unten aufgeführten Parametern eine Tiefenstreckung von ca. 125 km resultieren (gerechnet ab der MOHO-Tiefe).

Dabei wurden folgende Annahmen gemacht:

die Richtung der maximalen Geschwindigkeit sei horizontal, die mittlere P-Wellen Geschwindigkeit betrage 8.10 km/sec und sei über den betrachteten Tiefenbereich konstant, der mittlere Auftauchwinkel betrage 25°. Die angenommene Anisotropie von 8% sei ebenfalls über den gesamten Tiefenbereich hinweg konstant.

Diese Abschätzung ist damit durchaus konsistent mit den Ergebnissen anderer Autoren für andere kontinentale Regionen. Ein möglicher Einfluß durch eine Geschwindigkeits-Anisotropie innerhalb der Kruste ist verschwindend gering und zu vernachlässigen.

Eine weitere wichtige Frage, die nur schwer zu klären ist, betrifft das "Alter" der Anisotropie, d.h. zu welcher Zeit dem oberen Mantel diese Eigenschaft eingeprägt wurde. Mit obiger Ausführung über die physikalischen Ursachen, die eine Geschwindigkeits-Anisotropie bewirken können, erscheint es plausibel, diesen "Zeitpunkt" auf den Beginn der Abtrennung Afrikas von der Antarktis zu legen, bzw. auf die nachfolgende Zeit des aktivsten spreadings während des Juras. Für diese These sprechen auch die Ergebnisse geologischer Arbeiten von BORMANN et al., (1986). Deren Untersuchungen in der Schirmacher-Oase bei NVL zeigen, daß das dominierende stress-Regime während dieser Epoche durch eine im wesentlichen Nord-Süd

orientierte Dehnung und Expansions-Bewegung gekennzeichnet war. Dafür sprechen Ost-West ausgerichtete, tiefgreifende Störungen, deren Abschiebungs-Charakter, zusammen mit ebenfalls Ost-West orientierten, steil einfallenden Dolerit Gängen deutliche Anzeichen solch eines Prozesses sind.

Die Anisotropie des oberen Erdmantels am Kontinentalrand von Queen Maud Land kann mit dieser Interpretation durchaus als "frozen in memory" der Paläo-Bewegung zur Zeit der beginnenden Desintegration Gondwanalands bezeichnet werden.

VI.5.5 AUSBLICK

Die Residuen-Analyse dieser Arbeit kann nicht mehr sein als ein ergänzendes "Mosaiksteinchen" im interdisziplinären "Puzzle" bei der weiteren geowissenschaftlichen Erforschung der Antarktis. Viele der Fragen, die die grundlegende Struktur des tieferen Untergrundes in der Ostantarktis betreffen, insbesondere was den Kontinentalrand von Queen Maud Land anbelangt, müssen weiterhin offen bleiben. Im Gegenteil, es werden weitere Fragen aufgeworfen:

Ist der low-velocity-layer unter Queen Maud Land, dessen Existenz aufgrund der großen positiven Laufzeit-Residuen angenommen werden muß, nur eine regional begrenzte Anomalie, atypisch im Vergleich zur "normalen" Struktur des ostantarktischen Kontinentalrandes? Welche Tiefenlage und welche seismischen Geschwindigkeiten kennzeichnen diesen postulierten Bereich erniedrigter Geschwindigkeiten? Lassen sich damit wirklich die relativen Laufzeit-Verspätungen bei östlichen Azimuten in Verbindung bringen? Bis in welche Tiefen des oberen Erdmantels ist dieser durch eine ausgeprägte Geschwindigkeits-Anisotropie ausgezeichnet und wie groß ist der entsprechende Anisotropie-Koeffizient?

Dies ist nur ein Teil der weiterhin offenen Fragen, die für ein detaillierteres Wissen über die Entwicklungsgeschichte dieser Region von weitreichender Bedeutung sind.

Die Georg-von-Neumayer Station kann auch weiterhin einen Beitrag zur Klärung dieser Fragen leisten, wenn die seismischen Beobachtungen auf ein größeres Gebiet ausgedehnt werden und die speziellen Problemstellungen mit besser geeigneten Untersuchungsmethoden angegangen werden.

Mit einem größeren "lokalen" Array südlich der GVN Station, in

der Größenordnung von minimal 50 · 50 km könnten Azimut- und slowness-Anomalien direkt erfaßt und untersucht werden. Dies sollte es ermöglichen, ohne eine Vielzahl an zusätzlichen, teilweise vielleicht nur wenig gesicherten Annahmen, ein relativ detailliertes und "zutreffendes" Modell des tieferen Untergrundes abzuleiten. Die gewachsenen Erfahrungen in der dazu notwendigen Instrumentierung, sowie in den speziellen Geländebedingungen lassen dies als durchaus realisierbar erscheinen. Insbesondere wären dabei seismische Registrierungen auf dem Halvar-Rücken oder dem Sorasen von großem Vorteil, vor allem wenn eine langperiodische oder breitbandige Aufzeichnung der Bodenbewegung angestrebt wird. Damit könnten spektrale Übertragungs-Quotienten untersucht werden, woraus die Tiefenlage von Schichtgrenzen mit größeren Impedanzkontrasten in Kruste und oberem Mantel abgeschätzt werden könnte.

Weitere Informationen lassen sich hier auch aus der Dispersions-Analyse von Oberflächenwellen gewinnen, auch wenn dies trotz der schon deutlich größeren Entfernungen zum Kontinentalland noch mit einigen grundsätzlichen Problemen behaftet sein sollte.

Die in anisotropen Medien zu beobachtende S-Wellen Doppelbrechung könnte dazu herangezogen werden, die seismische Anisotropie des oberen Erdmantels näher zu untersuchen. Die steil auftauchenden S-Wellen geeignet ausgewählter Ereignisse, z.B. ScS- oder SKS-Phasen, können an diesen Rücken, an denen das Eis über eine Breite von mehreren 10-er km auf dem Untergrund aufliegt, ungestört durch eine dazwischen liegende Wasserschicht registriert werden.

Die dadurch weit weniger ausgeprägten Reverberationen sollten es auch ermöglichen, "interpretierbare" Seismogramm-Montagen von Beben im Bereich der South Sandwich Inseln und der Antarktischen Halbinsel anzufertigen. Dies wurde im Rahmen dieser Arbeit ebenfalls versucht, doch zwingen, wie sich herausstellte, die großen Lokalisierungsfehler dieser Ereignisse, dazu, die Montagen auf eine allen Seismogrammen gemeinsame Einsatzzeit zu "reduzieren". Aus der Lage der Reflexions-Aste im Entfernungsbereich zwischen 10° und 25° kann damit zwar die Tiefenlage der Haupt-Diskontinuitäten (Olivin-Spinell- und Post-Spinell-Übergangszone) abgeschätzt werden. Aussagen über Diskontinuitäten innerhalb der obersten 200 km des Erdmantels können jedoch mit Seismogramm-Montagen von Schelfeis-Registrierungen nur sehr begrenzt abgeleitet werden. Die starken Reverberationen verhindern eine eindeutige Bestimmung von Reflexionen an Diskontinuitäten im obersten Erdmantel, die nur wenige Sekunden nach dem Ersteinsatz zu erwarten sind. Dieser Nachteil entfällt an diesen Stationen im Hinterland. Mit der ergänzenden Bestimmung der Strahlparameter sollte es damit möglich sein, die prinzipielle Geschwindigkeits-Tiefenfunktion

für den zentralen Teil des Weddel-Beckens zu bestimmen.
Diese abschließenden Ausführungen sollen zeigen, daß weiter-
führende seismologische Untersuchungen im Bereich der Georg-
von-Neumayer Station einen breit gefächerten Beitrag für viele
geowissenschaftliche Fragestellungen leisten können.

KAPITEL VII: ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen des seit 1978 neu intensivierten Engagements der Bundesrepublik Deutschland an der weiteren wissenschaftlichen Erforschung der Antarktis wurde während der Sommerkampagne 1981/82 an der Georg-von-Neumayer Station (GVN) ein geophysikalisches Observatorium errichtet. Seit Anfang 1982 erfolgen dort u.a. kontinuierliche Aufzeichnungen der lokalen und globalen Seismizität. Ziel dieser Arbeit war es, zu untersuchen, welche Aussagen aus der Analyse seismischer Registrierungen an der GVN-Station für einige ausgewählte geophysikalische Fragestellungen abgeleitet werden können. Entsprechend einer Unterscheidung zwischen lokaler, regionaler und globaler Seismizität stellten die beiden folgenden Themenkreise die Schwerpunkte in dieser Arbeit dar:

- Die Untersuchung der lokalen, glazialen Seismizität des Ekström-Schelfeises im Bereich einzelner Auflagestellen der Schelfeis-Platte auf untermeerischen Rücken und damit verbundene Fragen über das Bruchverhalten von Eis, insbesondere in Zusammenhang mit den Meereszeiten.
- Die Analyse teleseismischer Laufzeit-Residuen an der Georg-von-Neumayer Station und daraus resultierende Aussagen über den möglichen Aufbau und die Struktur des tieferen Untergrundes (Erdkruste und oberer Erdmantel) im Bereich des passiven Kontinentalrandes von Queen Maud Land.

Daneben wurde auch umfassend auf schelfeis-spezifische, bzw. anderweitig standort-bedingte Besonderheiten und damit verbundene Schwierigkeiten eingegangen.

Bereits während der Überwinterung 1983/84 wurde festgestellt, daß sich das Gebiet um den ca. 10 km nordwestlich der GVN-Station gelegenen Eis-Rücken (Ice-Rise) durch eine erhöhte Mikro-Seismizität (Kleinst-Ereignisse), bzw. verstärkte Bodenruhe auszeichnet, deren zeitliche Variationen gut mit den Meereszeiten zu korrelieren sind. Als mögliche Ursache dafür werden unterschiedliche Modell-Vorstellungen über die spezielle Eisdynamik im Bereich dieses Ice-Rise diskutiert.

Neben der Vielzahl an Kleinst-Ereignissen werden gelegentlich auch wesentlich stärkere Eisbeben beobachtet, die an allen Stationen des lokalen seismischen Netzes im Bereich der GVN-Station registriert werden können. Ausschließlich diese energetisch stärkeren Ereignisse wurden in dieser Arbeit näher untersucht.

Als Datenbasis dienten PCM-Registrierungen der Überwinterung 1984 (April - Oktober), da die größere Array-Ausdehnung während dieses Jahres eine größere Lokalisierungs-Genauigkeit impliziert.

Sowohl die Signalform der registrierten Eisbeben als auch die Ausbreitungs-Geschwindigkeiten der elastischen Wellen innerhalb der Eisplatte sind durch die speziellen physikalischen Randbedingungen einer frei schwimmenden Schelfeis-Platte bestimmt. Durch diesen "Platten-Effekt" können die für lokale Ereignisse nur sehr niederfrequenten Signal-Anteile in den Registrierungen an allen Array-Stationen auf dem Schelfeis erklärt werden. Die Ersteinsätze sind nur schwach ausgeprägt, jedoch i.a. noch gut zu erkennen. S-Wellen Einsätze sind meist nur sehr unsicher festzulegen. Dabei handelt es sich nicht um "echte" S-Wellen (Raumwellen), sondern vielmehr um Platten-Biegewellen. Die anomale Dispersion der Platten-Biegewellen ist in den meisten Registrierungen deutlich zu erkennen. Theoretische Berechnungen der Phasen-Geschwindigkeit für Platten-Biegewellen in einer 200 m mächtigen Schelfeis-Platte sind in guter Übereinstimmung zu den aus den Seismogrammen abgeleiteten Beobachtungen.

Die fehlende Ankopplung der schwimmenden Eisplatte an den festen Untergrund bewirkt auch, daß die Ausbreitungs-Geschwindigkeit für Longitudinal-Wellen innerhalb der Eisplatte (mit Wellenlängen, die groß gegenüber der Plattendicke sind) mit 3.30 km/sec deutlich niedriger ist als in einem entsprechenden Halbraum (3.70 - 3.90 km/sec). Da die Wellenausbreitung zu den einzelnen Array-Stationen hin ausschließlich innerhalb der Schelfeis-Platte erfolgt, wurde der Lokalisierung der Eisbeben ein homogener Halbraum mit einer v_p -Geschwindigkeit von 3.30 km/sec zugrunde gelegt.

Es wurden 100 ausgewählte Ereignisse lokalisiert. Obwohl die Herd-Bestimmungen, bedingt durch die spezielle Lage der Bebenherde bezüglich der Array-Anordnung, mit größeren Unsicherheiten behaftet sind, zeichnet sich das Gebiet um den nordwestlichen Ice-Rise als Haupt-Bebengebiet ab. Für einen geringeren Teil der lokalisierten Eisbeben wurden Epizentren im Bereich der östlich anschließenden Inlet-Zone bestimmt.

Ein kausaler Zusammenhang der seismischen Aktivität mit den Meereszeiten konnte nachgewiesen werden, indem eine Ereignis-Zeitreihe der stündlichen Beben-Häufigkeit analysiert wurde. Es wurden dabei nur stärkere Ereignisse berücksichtigt, deren Epizentren mit Sicherheit im Bereich des nordwestlichen Ice-Rises lagen. Sowohl die Fourier-Analyse dieser Ereignis-

Zeitreihe als auch eine Kreuz-Korrelation mit den Gezeiten-Registrierungen im Observatorium bestätigen diesen direkten Zusammenhang. Danach treten Eisbeben am Ice-Rise vorwiegend bei mittlerem Wasserstand auf, sowohl beim Wechsel von Ebbe nach Flut als auch umgekehrt. Dies ist gerade der Zeitpunkt, an dem die gezeiten-induzierte Vertikalbewegung der Schelfeis-Platte, bzw. die damit verbundenen Deformations-Änderungen momentan die größten Werte erreichen. Die seismische Aktivität am Ice-Rise muß damit auf einen kinematischen Effekt zurückzuführen sein. Die Analyse einer formalen Beben-Wahrscheinlichkeit bezüglich der jeweiligen Hebungsrate stützt diese These. Mit zunehmendem Betrag der Hebungsrate ist ein deutlicher Anstieg der Beben-Wahrscheinlichkeit verbunden. Ein direkter Zusammenhang zwischen der Fließbewegung des Eises über die Auflagestellen hinweg und der seismischen Aktivität kann damit weitgehend ausgeschlossen werden. Vielmehr legen diese Ergebnisse die Schlußfolgerung nahe, die beobachteten Eisbeben auf Brüche innerhalb der Eisplatte zurückzuführen, als direkte Folge von Ermüdungs-Erscheinungen aufgrund der ständig wechselnden, zyklischen Deformation des Eises mit den Gezeiten.

Im Hinblick auf die Analyse teleseismischer Laufzeit-Residuen wurden die Registrierungen der Jahre 1982 bis 1984 auf teleseismische Ereignisse hin durchsucht. Obwohl die Registrierbedingungen auf einer schwimmenden Schelfeis-Platte deutlich ungünstiger sind als an Festlands-Stationen, kann das GVN-Observatorium mit dem lokalen seismischen Array bezüglich der Detektions-Schwelle i.a. durchaus mit vielen WWSSN-Stationen konkurrieren. Die Lage der Stationen auf dem Schelfeis hat jedoch, abgesehen von stark erhöhter Bodenunruhe bei Sturm, eine Reihe von Nachteilen zur Folge. So kann von S-Phasen nur ein Bruchteil der ankommenden S-Wellen-Energie die unter der Eisplatte liegende Wasserschicht durchdringen. Es wird gezeigt, daß sich auch aus diesem an sich nachteiligen Effekt noch Aussagen über den Aufbau der oberen Erdkruste unter der Georg-von-Neumayer Station ableiten lassen. Berechnungen des Transmissions-Koeffizienten für am Meeresboden konvertierte SV-Wellen für zwei verschiedene Untergrund-Modelle - Basalt/-Wasser/Eis bzw. Sediment/Wasser/Eis - zeigen, daß bei fehlender größerer Sediment-Bedeckung eine schmale Beobachtungslücke für S-Phasen bei Beben mit einer Herd-Entfernung von ca. 19° - 20° auftreten muß. Daneben wird auch auf das Problem der multiplen Reflexionen zwischen Meeresboden und Schelfeis eingegangen, die entscheidenden Einfluß auf die Signalform haben und dadurch teilweise weiterführende seismologische Fragestellungen erschweren.

Die besondere Bedeutung des Observatoriums für die Erfassung der seismischen Aktivität innerhalb des antarktischen Kontinents zeigt sich darin, daß einige Aufzeichnungen von Beben gefunden wurden, deren Epizentren innerhalb des seismo-tektonisch stabilen ostantarktischen Schildes lagen. Die Interpretation dieser Seismogramme läßt bei all diesen Ereignissen darauf schließen, daß die Beben in der mittleren bis unteren Erdkruste stattfanden.

Einführend zum zweiten Schwerpunkt dieser Arbeit, der Analyse telseismischer Laufzeit-Residuen, wird dargestellt, welche Kenntnisse über Aufbau und Struktur des tieferen Untergrundes unter der Antarktis aus seismologischen Untersuchungen bisher gewonnen wurden. Es werden kurz die prinzipiellen Probleme und Schwierigkeiten für unterschiedliche seismologische Auswertemethoden (Dispersions-Analyse von Oberflächen-Wellen, Bestimmung der Krusten-Übertragungsfunktion u.a.) umrissen, die aus der speziellen Lage des Observatoriums resultieren. Diese Diskussion zeigt, daß mit dem bisher an der GVN-Station gewonnenen Daten-Material die klassische Methode der Analyse von Laufzeit-Residuen die derzeit aussagekräftigsten Schlüsse auf die mögliche Struktur des tieferen Untergrundes unter dem Ekström-Schelfeis erlaubt.

Die relativ geringe Array-Ausdehnung an der Georg-von-Neumayer Station während der Jahre 1982 - 1984 erlaubt es jedoch nicht, ein detailliertes Modell über die Struktur von Erdkruste und oberem Erdmantel abzuleiten. Aus diesem Grunde war es nur sinnvoll, eine eventuelle systematische Abhängigkeit der Residuen vom Azimut herauszufinden und diese in Zusammenhang mit bereits bekannten Erkenntnissen aus der Geologie, bzw. erdgeschichtlichen Entwicklung dieses Gebietes zu interpretieren. Wichtig erschien bei diesen Untersuchungen, daß auch Daten der weiter östlich gelegenen Stationen SANAE (SNA) und NOVOLAZAREVSKAYA (NVL) mit einbezogen wurden, die durch eine ähnliche Lage bezüglich des Kontinental-Randes in Queen Maud Land ausgezeichnet sind. Um festzustellen, ob sich signifikante, charakteristische Gemeinsamkeiten in der azimutalen Residuen-Variation an den drei Stationen GVN, SNA und NVL eventuell noch weiter nach Osten hin verfolgen lassen, wurde auch Daten-Material der ebenfalls küstennahen Station SYOWA (SYO) herangezogen. Ergänzend dazu wurden auch für die Südpol-Station AMUNDSEN-SCOTT (SPA) die Laufzeit-Residuen für die entsprechenden Beben berechnet. Die Station SPA ist durch ihre Lage am Rande des ostantarktischen Schildes prädestiniert, als Vergleichs-Station zu fungieren. So sollte damit herausgefunden werden, inwiefern aufgrund der jeweils unterschiedlichen geographischen Lage auch Unterschiede in der azimutalen Residuen-

Variation zwischen den Stationen nahe dem Kontinentalrand und einer Station innerhalb des ostantarktischen Schildes zu beobachten sind. Wie im Verlauf der weiteren Auswertung gezeigt werden konnte, eignet sich diese Station auch gut als Referenz-Station für die Berechnung relativer Laufzeit-Residuen, die weitgehend frei von fehlerhaften Herd-Parametern sein sollten.

Die Herd-Parameter der an GVN registrierten Beben und die entsprechenden Einsatz-Zeiten an den Stationen SNA, NVL, SPA und SYO wurden den ISC-Bulletins, bzw. den JARE DATA REPORTS entnommen.

Für die Residuen-Berechnung wurden bei P-Phasen die Laufzeit-Tabellen von JEFFREYS und BULLEN (1967), bei PKP-Phasen die von HERRIN (1968) verwendet. Die zur Berechnung notwendigen Rechenschritte werden kurz umrissen, ebenso wie die verschiedenen Fehler-Einflüsse, die sowohl bei absoluten, als auch bei relativen Residuen deren Aussagekraft beeinträchtigen können.

Da die Entfernung der küstennahen Stationen zum Südpol mehr als 2000 km beträgt, wurden Überlegungen angestellt, welchen Einfluß dieser an sich ungewöhnlich große Abstand zwischen den Station und der Referenz-Station auf relative Laufzeit-Residuen haben kann. Es konnte plausibel erklärt werden, daß nur bei Beben in Subduktions-Gebieten und ungünstiger, gegenseitiger Lage von Hypozentrum, Station und Referenz-Station relative Residuen nicht mehr als weitgehend unbeeinflußt von der entsprechenden Quellstruktur betrachtet werden können.

Die azimutale Verteilung der Residuen weist an allen Stationen, bedingt durch deren spezielle Lage bezüglich der Haupt-Bebenzonen, eine extrem ungleiche Daten-Konzentration auf. Im Entfernungsbereich bis 100° sind vier eng begrenzte Residuen-Cluster festzustellen, die verschiedenen Beben-Gebieten zuzuordnen sind (Neue Hebriden, Inselkette Fidschi-Tonga-Kermadec, Andengürtel, South Sandwich Islands). Eine Untersuchung dieser Cluster ergab, daß zumindest die absoluten Residuen von Beben in den Neuen Hebriden und im Raum Fidschi-Tonga-Kermadec stark von Geschwindigkeits-Anomalien im Bereich dieser Subduktions-Zonen kontaminiert sind. Es konnte gezeigt werden, daß die Mittelwerte der Residuen von Beben aus dem Raum Fidschi-Tonga-Kermadec nahezu exakt den theoretisch zu erwartenden Residuen entsprechen, die für ein Modell der Geschwindigkeits-Tiefenverteilung im Bereich des Tonga-Grabens berechnet wurden (SLEEP, 1973).

Zur Erfassung einer systematischen Abhängigkeit der Residuen vom Azimut wurde die azimutale Residuen-Variation durch

COS(ϕ)- und COS(2 ϕ)-Funktionen (sog. 1., bzw. 2. azimuthaler Term, ϕ = Azimut), sowie einen konstanten Term (mittleres Stations-Residuum) approximiert. Es wird dargestellt, wie die "langsamen" Richtungen dieser beiden azimuthalen Terme mit entsprechenden Untergrund-Strukturen in Verbindung gebracht werden können. Ein wesentlicher Gesichtspunkt dabei war, die jeweiligen Ergebnisse auf deren statistische Signifikanz hin zu überprüfen. Um eine Verzerrung der Approximation durch die extrem ungleiche Residuen-Verteilung, bzw. durch oben erwähnte Quell-Effekte weitgehend zu vermeiden, wurden zwei verschiedene Wege beschritten:

- Eine Auflösung der Residuen-Cluster, indem nur jeweils die Beben mit der größten Herdtiefe herangezogen wurden und Approximation dieser Einzel-Residuen.
- Eine Mittelung der Residuen innerhalb von 20° Azimut-Intervallen und Approximation dieser Residuen-Mittel.

Es konnten dabei keine gravierenden Unterschiede zwischen den jeweiligen Ergebnissen festgestellt werden. Ebenso waren i.a. nur relativ gering voneinander abweichende Resultate bei der Approximation absoluter und relativer Residuen zu beobachten. Die prinzipiellen Eigenheiten der azimuthalen Residuen-Variation an den küstennahen Stationen kam vielmehr bei der Analyse der relativen Residuen noch deutlicher zum Ausdruck. Ergänzend dazu sei vermerkt, daß absolute Residuen nur für P-Phasen berechnet wurden, es sich bei der Untersuchung relativer Residuen es sich jedoch als notwendig erwies, auch PKP-Phasen mit einzubeziehen. Ein Effekt eventuell inkonsistenter Laufzeit-Tabellen (JEFFREYS-BULLEN, bzw. HERRIN) konnte dabei nicht festgestellt werden.

Im folgenden sollen die wichtigsten Ergebnisse der Analyse absoluter und relativer Laufzeit-Residuen zusammenfassend dargestellt werden.

- Für die Station SPA am Südpol kann nur eine schwach ausgeprägte, statistisch nicht signifikante sinoidale Residuen-Variation konstatiert werden. Die "langsame" Richtung des 1. azimuthalen Terms zeigt in Richtung des Transantarktischen Gebirges, bzw. West-Antarktis. Es wird vermutet, daß die Ursache dafür in einer lateral großräumigen Geschwindigkeits-Anomalie unter der West-Antarktis zu suchen ist. Das mittlere Stations-Residuum an dieser Station läßt unterschiedliche Interpretations-Möglichkeiten zu, über die nicht definitiv entschieden werden kann.

- Die Analyse der Residuen-Variation für die Stationen GVN, SNA und NVL ergab ein untereinander sehr ähnliches Bild, was auf eine an allen drei Stationen ähnliche Struktur des tieferen Untergrundes schließen läßt.
- Die beobachteten, mittleren relativen Verspätungen gegenüber der Station SPA lassen sich nicht allein durch einen Krusten-Effekt erklären, es muß vielmehr eine ausgedehnte Zone erniedrigter Geschwindigkeit im oberen Erdmantel postuliert werden. Ob dies in Zusammenhang mit einer über dem zentralen Queen Maud Land festgestellten großräumigen Magnetfeld-Anomalie zu sehen ist, muß offen bleiben.
- Die "langsamen" Richtungen des $\cos(\Phi)$ -Terms zeigen einheitlich nach Osten und sind gegenwärtig nicht zu interpretieren. Ein ähnlicher Zusammenhang mit oben erwähnter Magnetfeld-Anomalie muß aber nicht zwingend aus geschlossen werden.
- Die "langsamen" Richtungen des 2. azimuthalen Terms weisen dabei ebenfalls eine allen drei Stationen gemeinsame, annähernd küstenparallele Orientierung auf, wenn dies auch für die Station SNA nicht direkt signifikant nachgewiesen werden kann. Eine Reihe von Gründen spricht dafür, daß dieser Effekt durch eine Geschwindigkeits-Anisotropie im oberen Erdmantel verursacht wird, die in kausalem Zusammenhang mit dem Aufbrechen Gondwanalands zu sehen ist. Dies auf großräumige, subglaziale morphologische Strukturen oder tektonische Einheiten zurückzuführen, kann mit großer Sicherheit ausgeschlossen werden.
- Die Ergebnisse für die Station SYO können nur eingeschränkt interpretiert werden. Die Resultate der $\cos(\Phi)$ - und $\cos(2\Phi)$ -Approximation sind an dieser Station ziemlich Unsicherheiten unterworfen. Es erscheint jedoch durchaus möglich, hierin zum Teil eine Fortsetzung des an den Stationen GVN, SNA und NVL beobachteten Trends zu vermuten, zumindest was den 2. azimuthalen Term anbelangt.

Zusammenfassung der Ergebnisse der Approximation der azimutalen
Residuen-Variation

Tabelle A.1 a) - e): absolute Laufzeit-Residuen an den Stationen GVN, SNA, NVL, SYO und SPA;
(nur P-Phasen)

Tabelle A.2 a) - d): relative Laufzeit-Residuen an den Stationen GVN, SNA, NVL und SYO bezüglich der Station SPA als Referenz-Station;
(P- und PKP-Phasen)

(I) Reduzierte Daten:

die Approximation basiert auf Einzel-Residuen, wobei die beobachteten Residuen-Cluster durch ausschließliche Verwendung nur der jeweils tiefsten Beben weitgehend aufgelöst wurden

(II) Intervall-Einteilung:

der gesamte Azimut-Bereich wurde in 20° breite Intervalle unterteilt (0° - 20°, 20° - 40°, ..., 340° - 360°) und die Mittelwerte der innerhalb der jeweiligen Azimut-Intervalle liegenden Residuen bildeten die Datenbasis bei der Berechnung der Regressionskurve (geforderte Mindestanzahl: 5 Residuen)

F-Test $\geq S\%$ = Statistische Sicherheit $\geq S\%$
F-Test **** = geforderte Signifikanz-Schranke von 90% nicht erreicht

R = multipler Korrelations-Koeffizient

In Tabelle A.2 sind weiterhin die (maximalen) Fehler der relativen Residuen angegeben (Mittelwert und größter ermittelter Fehler), die für die jeweilige Konstellation Bebenherd - Station - Referenz-Station aus einem angenommenen Epizentrums-Fehler von ± 20 km resultieren würden

Tabelle A.1 a) absolute Residuen -- Station GVN

Basis der Approximation:					
	(I)	Reduzierte Daten	(II)	Intervall-Einteilung	
nur $\text{COS}(\phi)$ -Term:	A_0	$0.67 \pm 0.11 \text{ sec}$	$0.67 \pm 0.17 \text{ sec}$		
	A_1	$0.50 \pm 0.20 \text{ sec}$	$0.43 \pm 0.30 \text{ sec}$		
	ϕ_1	$51^\circ \pm 22^\circ$	$70^\circ \pm 38^\circ$		
F-Test		$\geq 99\%$	****		
R		0.22	0.53		
nur $\text{COS}(2\phi)$ -Term:	A_0	$0.56 \pm 0.10 \text{ sec}$	$0.58 \pm 0.18 \text{ sec}$		
	A_1	$0.53 \pm 0.20 \text{ sec}$	$0.47 \pm 0.36 \text{ sec}$		
	ϕ_1	$113^\circ \pm 10^\circ$	$115^\circ \pm 19^\circ$		
F-Test		$\geq 99\%$	****		
R		0.23	0.49		
$\text{COS}(\phi) / \text{COS}(2\phi)$:	A_0	$0.63 \pm 0.10 \text{ sec}$	$0.57 \pm 0.18 \text{ sec}$		
	A_1	$0.45 \pm 0.19 \text{ sec}$	$0.38 \pm 0.25 \text{ sec}$		
	ϕ_1	$67^\circ \pm 24^\circ$	$81^\circ \pm 40^\circ$		
	A_2	$0.50 \pm 0.20 \text{ sec}$	$0.42 \pm 0.35 \text{ sec}$		
	ϕ_2	$110^\circ \pm 11^\circ$	$115^\circ \pm 20^\circ$		
F-Test		$\geq 99\%$	****		
R		0.31	0.60		
sequentieller F-Test für $\text{COS}(2\phi)$:		$\geq 97\%$	****		
sequentieller F-Test für $\text{COS}(\phi)$:		$\geq 96\%$	****		

Tabelle A.1 b) absolute Residuen -- Station SNA

Basis der Approximation:

	(I)	Reduzierte Daten	(II)	Intervall-Einteilung
--	-----	------------------	------	----------------------

nur $\cos(\Phi)$ -Term:	A_0	0.20 ± 0.18 sec	0.26 ± 0.25 sec
	A_1	0.40 ± 0.26 sec	0.39 ± 0.38 sec
	Φ_1	$94^\circ \pm 34^\circ$	$99^\circ \pm 46^\circ$

F-Test ****

R 0.18

0.47

nur $\cos(2\Phi)$ -Term:	A_0	0.15 ± 0.16 sec	----
	A_2	0.39 ± 0.31 sec	----
	Φ_2	$39^\circ \pm 17^\circ$	----

F-Test ****

R 0.15

$\cos(\Phi) / \cos(2\Phi)$:	A_0	0.17 ± 0.19 sec	----
	A_1	0.43 ± 0.36 sec	----
	Φ_1	$112^\circ \pm 43^\circ$	----
	A_2	0.37 ± 0.35 sec	----
	Φ_2	$54^\circ \pm 22^\circ$	----

F-Test ****

R 0.22

Tabelle A.1 c) absolute Residuen -- Station NVL

Basis der Approximation:									
(I) Reduzierte Daten					(II) Intervall-Einteilung				

nur COS(ϕ)-Term:	A ₀	0.56	±	0.13	sec	0.69	±	0.14	sec
	A ₁	0.97	±	0.25	sec	1.08	±	0.31	sec
	ϕ_1	29°	±	14°		29°	±	15°	
	F-Test	≥ 99%				≥ 98%			
	R	0.38				0.80			
nur COS(2 ϕ)-Term	A ₀	0.32	±	0.13	sec	0.71	±	0.26	sec
	A ₂	0.41	±	0.25	sec	0.40	±	0.35	sec
	ϕ_2	72°	±	16°		47°	±	22°	
	F-Test	≥ 95%				****			
	R	0.22				0.38			
COS(ϕ) / COS(2 ϕ):	A ₀	0.49	±	0.14	sec	0.76	±	0.17	sec
	A ₁	0.83	±	0.28	sec	1.05	±	0.32	sec
	ϕ_1	43°	±	18°		35°	±	16°	
	A ₂	0.36	±	0.27	sec	0.35	±	0.31	sec
	ϕ_2	71°	±	19°		60°	±	21°	
	F-Test	≥ 99%				≥ 95%			
	R	0.41				0.86			
sequentieller F-Test für COS(2 ϕ):					****	****			
sequentieller F-Test für COS(ϕ):					≥ 99%	≥ 97%			

Tabelle A.1 d) absolute Residuen -- Station SYO

Basis der Approximation:									
(I) Reduzierte Daten					(II) Intervall-Einteilung				
nur COS(ϕ)-Term:	A ₀	-0.35	±	0.12 sec	-0.40	±	0.15	sec	
	A ₁	0.42	±	0.18 sec	0.65	±	0.27	sec	
	Φ ₁	73°	±	28°	116°	±	25°		
F-Test		≥ 98%			≥ 97%				
R		0.21			0.70				
nur COS(2φ)-Term	A ₀	-0.34	±	0.11 sec	-0.22	±	0.21	sec	
	A ₂	0.23	±	0.18 sec	0.32	±	0.41	sec	
	Φ ₂	2°	±	17°	170°	±	26°		
F-Test		****			****				
R		0.10			0.25				
COS(φ) / COS(2φ):	A ₀	-0.32	±	0.13 sec	-0.29	±	0.15	sec	
	A ₁	0.49	±	0.19 sec	0.73	±	0.25	sec	
	Φ ₁	80°	±	24°	111°	±	21°		
	A ₂	0.30	±	0.24 sec	0.41	±	0.27	sec	
	Φ ₂	26°	±	20°	6°	±	16°		
F-Test		≥ 97%			≥ 97%				
R		0.25			0.80				
sequentieller F-Test für COS(2φ):					****				
sequentieller F-Test für COS(φ):					≥ 99%				

Tabelle A.1 e) absolute Residuen -- Station SPA

Basis der Approximation:

	(I) Reduzierte Daten	(II) Intervall-Einteilung
nur $\cos(\phi)$ -Term:		
A_0	-0.02 ± 0.09 sec	-0.08 ± 0.13 sec
A_1	0.26 ± 0.19 sec	0.29 ± 0.25 sec
ϕ_1	$212^\circ \pm 37^\circ$	$213^\circ \pm 41^\circ$
F-Test	****	****
R	0.11	0.38
nur $\cos(2\phi)$ -Term		
A_0	0.02 ± 0.10 sec	-0.07 ± 0.13 sec
A_2	0.07 ± 0.19 sec	0.25 ± 0.23 sec
ϕ_2	$32^\circ \pm 35^\circ$	$78^\circ \pm 23^\circ$
F-Test	****	****
R	0.03	0.36
$\cos(\phi) / \cos(2\phi)$:		
A_0	0.00 ± 0.11 sec	-0.05 ± 0.14 sec
A_1	0.26 ± 0.19 sec	0.25 ± 0.26 sec
ϕ_1	$213^\circ \pm 37^\circ$	$210^\circ \pm 46^\circ$
A_2	0.07 ± 0.17 sec	0.22 ± 0.26 sec
ϕ_2	$39^\circ \pm 33^\circ$	$74^\circ \pm 25^\circ$
F-Test	****	****
R	0.12	0.49

Tabelle A.2 a) relative Residuen -- Station GVN (Referenz SPA)

Basis der Approximation:							
	(I)	Reduzierte Daten			(II)	Intervall-Einteilung	
nur COS(ϕ)-Term:	A ₀	0.66	±	0.12 sec	0.44	±	0.16 sec
	A ₁	0.60	±	0.18 sec	0.90	±	0.27 sec
	Φ ₁	77°	±	18°	104°	±	17°
F-Test		≥ 99%			≥ 99%		
R		0.26			0.77		
nur COS(2φ)-Term:	A ₀	0.63	±	0.11 sec	0.40	±	0.20 sec
	A ₁	0.71	±	0.19 sec	0.71	±	0.35 sec
	Φ ₁	101°	±	8°	98°	±	13°
F-Test		≥ 99%			≥ 90%		
R		0.31			0.60		
COS(φ) / COS(2φ):	A ₀	0.52	±	0.11 sec	0.46	±	0.10 sec
	A ₁	0.67	±	0.20 sec	0.85	±	0.17 sec
	Φ ₁	113°	±	18°	105°	±	11°
	A ₂	0.80	±	0.17 sec	0.64	±	0.17 sec
	Φ ₂	93°	±	6°	100°	±	8°
F-Test		≥ 99%			≥ 99%		
R		0.41			0.94		
sequentieller F-Test für COS(2φ):		≥ 99%			≥ 99%		
sequentieller F-Test für COS(φ):		≥ 99%			≥ 99%		
Mittlerer Residuen-Fehler bei 20 km Miss-Lokalisation: 0.30 sec							
Maximaler Residuen-Fehler bei 20 km Miss-Lokalisation: 1.06 sec							

Tabelle A.2 b) relative Residuen -- Station SNA (Referenz SPA)

Basis der Approximation:

	(I) Reduzierte Daten	(II) Intervall-Einteilung
nur $\text{COS}(\phi)$ -Term:		
A_0	$0.81 \pm 0.22 \text{ sec}$	$1.06 \pm 0.36 \text{ sec}$
A_1	$0.93 \pm 0.32 \text{ sec}$	$0.91 \pm 0.59 \text{ sec}$
ϕ_1	$84^\circ \pm 20^\circ$	$76^\circ \pm 34^\circ$
F-Test	$\geq 99\%$	****
R	0.34	0.70
nur $\text{COS}(2\phi)$ -Term:		
A_0	$0.72 \pm 0.21 \text{ sec}$	----
A_2	$0.27 \pm 0.39 \text{ sec}$	----
ϕ_2	$50^\circ \pm 25^\circ$	----
F-Test	****	
R	0.09	
$\text{COS}(\phi) / \text{COS}(2\phi)$:		
A_0	$0.67 \pm 0.24 \text{ sec}$	----
A_1	$1.20 \pm 0.48 \text{ sec}$	----
ϕ_1	$116^\circ \pm 25^\circ$	----
A_2	$0.72 \pm 0.48 \text{ sec}$	----
ϕ_2	$88^\circ \pm 16^\circ$	----
F-Test	$\geq 97\%$	
R	0.39	

Mittlerer Residuen-Fehler bei 20 km Miss-Lokalisation: 0.28 sec

Maximaler Residuen-Fehler bei 20 km Miss-Lokalisation: 1.18 sec

Tabelle A.2 c) relative Residuen -- Station NVL (Referenz SPA)

Basis der Approximation:

	(I) Reduzierte Daten	(II) Intervall-Einteilung
nur $\cos(\phi)$ -Term:		
A_0	$0.46 \pm 0.15 \text{ sec}$	$0.58 \pm 0.20 \text{ sec}$
A_1	$0.80 \pm 0.29 \text{ sec}$	$0.71 \pm 0.31 \text{ sec}$
ϕ_1	$50^\circ \pm 21^\circ$	$77^\circ \pm 28^\circ$
F-Test	$\geq 99\%$	$\geq 95\%$
R	0.30	0.70
nur $\cos(2\phi)$ -Term		
A_0	$0.27 \pm 0.15 \text{ sec}$	$0.57 \pm 0.27 \text{ sec}$
A_2	$0.57 \pm 0.22 \text{ sec}$	$0.52 \pm 0.41 \text{ sec}$
ϕ_2	$93^\circ \pm 11^\circ$	$88^\circ \pm 18^\circ$
F-Test	$\geq 97\%$	****
R	0.24	0.43
$\cos(\phi) / \cos(2\phi)$:		
A_0	$0.23 \pm 0.17 \text{ sec}$	$0.37 \pm 0.22 \text{ sec}$
A_1	$0.72 \pm 0.22 \text{ sec}$	$0.71 \pm 0.28 \text{ sec}$
ϕ_1	$83^\circ \pm 23^\circ$	$102^\circ \pm 28^\circ$
A_2	$0.66 \pm 0.24 \text{ sec}$	$0.55 \pm 0.35 \text{ sec}$
ϕ_2	$86^\circ \pm 11^\circ$	$82^\circ \pm 16^\circ$
F-Test	$\geq 99\%$	$\geq 90\%$
R	0.39	0.82
sequentieller F-Test für $\cos(2\phi)$:	$\geq 99\%$	****
sequentieller F-Test für $\cos(\phi)$:	$\geq 99\%$	****

Mittlerer Residuen-Fehler bei 20 km Miss-Lokalisation: 0.32 sec
 Maximaler Residuen-Fehler bei 20 km Miss-Lokalisation: 1.40 sec

Tabelle A.2 d) relative Residuen -- Station SYO (Referenz SPA)

Basis der Approximation:

(I) Reduzierte Daten (II) Intervall-Einteilung

nur $\cos(\phi)$ -Term:	A_0	-0.08 ± 0.13	sec	-0.34 ± 0.16	sec
	A_1	0.50 ± 0.26	sec	0.65 ± 0.30	sec
	ϕ_1	$45^\circ \pm 28^\circ$		$122^\circ \pm 27^\circ$	

F-Test	$\geq 97\%$	$\geq 95\%$
R	0.21	0.69

nur $\cos(2\phi)$ -Term	A_0	-0.11 ± 0.14	sec	-0.30 ± 0.23	sec
	A_2	0.26 ± 0.18	sec	0.31 ± 0.44	sec
	ϕ_2	$46^\circ \pm 19^\circ$		$26^\circ \pm 28^\circ$	

F-Test	****	****
R	0.11	0.34

$\cos(\phi) / \cos(2\phi)$:	A_0	-0.12 ± 0.15	sec	-0.32 ± 0.19	sec
	A_1	0.57 ± 0.23	sec	0.63 ± 0.30	sec
	ϕ_1	$72^\circ \pm 26^\circ$		$116^\circ \pm 28^\circ$	
	A_2	0.48 ± 0.22	sec	0.30 ± 0.27	sec
	ϕ_2	$42^\circ \pm 12^\circ$		$40^\circ \pm 23^\circ$	

F-Test	$\geq 99\%$	$\geq 90\%$
R	0.27	0.76

sequentieller F-Test für $\cos(2\phi)$:	****	****
sequentieller F-Test für $\cos(\phi)$:	$\geq 99\%$	$\geq 95\%$

Mittlerer Residuen-Fehler bei 20 km Miss-Lokalisation: 0.86 sec
 Maximaler Residuen-Fehler bei 20 km Miss-Lokalisation: 2.14 sec

LITERATURVERZEICHNIS

- Adams R.D.: Reflections from Discontinuities beneath Antarctica; Bull. Seismol. Soc. Amer., 61, No. 5, 1441 - 1451, 1971
- Adams R.D.: Local Earthquakes in Victoria Land; in Adie R.J. (ed.): Antarctic Geology and Geophysics, 495 - 499, Universitetsforlaget, Oslo, 1972
- Adams R.D.: Dispersion Wave Studies in Antarctica; in Adie R.J. (ed.): Antarctic Geology and Geophysics, 473 - 480, Universitetsforlaget, Oslo, 1972
- Adams R.D., Hughes A.A., McGregor D.M.: Analysis procedures at the International Seismological Centre; Physics of the Earth and Planetary Interiors, 30, 85 - 93, 1982
- Adams R.D., Hughes A.A., Zhang B.M.: A Confirmed Earthquake in Continental Antarctica; Geophys. J. R. astr. Soc., 489 - 492, 1985
- Adams R.D., Akoto A.M.: Earthquakes in Continental Antarctica; Journal of Geodynamics, 6, 263 - 270, 1986
- Aki K., Richards P.G.: Quantitative Seismology - Theory and Methods; Vol. 1/2, W.H. Freeman and Company, San Francisco, 1980
- Angenheister G.: Fortschreitende Wellen in planparallelen Platten; Gerlands Beiträge zur Geophysik, 61, Heft 4, 296 - 308, 1950
- Babuska V., Plomovera J., Sileny J: Large-Scale Oriented Structures in the Subcrustal Lithosphere of Central Europe, Annales Geophysicae, 2, No. 6, 649 - 662, 1984
- Bamford D.: Pn Velocity Anisotropy in a Continental Upper Mantle; Geophys. J. R. astr. Soc., 49, 29 - 48, 1977
- Behr H.J., Kohnen H., Peters M., Spaeth G., Weber K.: Die geologische Expedition zu den Kraul-Bergen, westliches Neuschwabenland / Antarktika; Berichte zur Polarforschung, 13, 13 - 26, Bremerhaven, 1983

- Ben-Menahem A., Jit Singh S.: Seismic Waves and Sources; Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1981
- Bentley C.R.: Crustal Structure of Antarctica from Geophysical Evidence - a Review; in Oliver R.L., James P.R., Jago J.B. (ed.): Antarctic Earth Science, 491 - 497, Australian Academy of Science, Canberra, 1983
- Bolt B.A.: Estimation of PKP Travel Time Tables; Bull. Seismol. Soc. Amer., 58, No. 4, 1305 - 1324, 1968
- Bormann P., Bankwitz P., Bankwitz E., Damm V., Hurtig E., Kämpf H., Menning M., Paech H.-J., Schäfer U., Stackebrandt W.: Structure and Development of the Passive Continental Margin across the Princess Astrid Coast, East Antarctica; Journal of Geodynamics, 6, 347 - 373, 1986
- Brandt, S.: Datenanalyse; B.I. Wissenschaftsverlag, Mannheim-Wien-Zürich, 1975
- Brekhovskikh L., Goncharov V.: Mechanics of Continua and Wave Dynamics; Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1984
- Brüstle W.: Eine anomale Geschwindigkeits-Struktur im oberen Erdmantel unter den Ostalpen, abgeleitet aus teleseismischen Laufzeit-Residuen der Stationen Schlegeis und Gräfenberg; Diplomarbeit, München, 1979
- Bulletin Of The International Seismological Centre, Vol. 19, No. 2 - Vol. 21, No. 10, International Seismological Centre, Newbury, U.K., 1984 - 1986
- Burbach G.V., Frohlich C.: Intermediate and deep Seismicity and Lateral Structure of Subducted Lithosphere in the Circum-Pacific Region; Reviews of Geophysics, 24, No. 4, 833 - 874, 1986
- Cara M., Rouland D.: Recherches Actuelles Et Perspectives En Sismologie A Dumont D'Durville; Actes Du Colloque Sur La Recherche Francaise Dans L'Antarctique, Grenoble, 1984
- Costin L.S.: Time-Dependent Deformation and Failure; in Atkinson B.K. (ed.): Fracture Mechanics of Rock, 167 - 215, Academic Press, London, 1987
- Crampin S., Chesnokov E., Hipkin R.G.: Seismic Anisotropy - State of the Art; Geophys. J. R. astr. Soc., 76, 1 - 16, 1984

- Christensen N.I., Salisbury M.H.: Seismic Evidence in the Oceanic Upper Mantle: Evidence From the Bay of Islands Ophiolite Complex; Journal of Geophysical Research, 54, No. B9, 4601 - 4610, 1979
- Davis D., McKenzie D.P.: Seismic Travel-Time Residuals and Plates; Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 18, 51 - 63, 1969
- Dewart G., Toksöz N.: Crustal Structure in East Antarctica from Surface Wave Dispersion; Geophys. J. R. astr. Soc., 10, No. 2, 127 - 139, 1965
- Dibble R.R., Kienle J., Kyle P.R., Shibuya K.: Geophysical studies of Erebus volcano, Antarctica, from 1974 December to 1982 January; New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 27, 425 - 451, 1984
- Draper N.R., Smith H.: Applied Regression Analysis; John Wiley & Sons, New York, 1981
- Drewrey D.J.: Comparison of Electromagnetic and Seismic-Gravity Ice Thickness Measurements in East Antarctica; Journal of Glaciology, 15, No. 73, International Glaciological Society, Cambridge, 1975
- Drummond B.J.: Seismic P-Wave Anisotropy in the Subcrustal Lithosphere of North-West Australia; Geophys. J. R. astr. Soc., 81, 457 - 519, 1985
- Dubois J.: Propagation of P-Waves and Rayleigh Waves in Melanesia: Structural Implications; Journal of Geophysical Research, 76, No. 29, 7217 - 7240, 1971
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.: Preliminary reference Earth model; Physics of the Earth and Planetary Interiors, 25, 297 - 356, 1981
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.: Travel Times and Station Corrections for P Waves at Teleseismic Distances; Journal of Geophysical Research, 88, No. 84, 3295 - 3314, 1983
- Engdahl E.R., Dewey J.W., Fujita K.: Earthquake Location in Island Arcs; Physics of the Earth and Planetary Interiors, 30, 145 - 156, 1982
- Engdahl E.R., Sindorf J.G., Eppley R.A.: Interpretation of Relative Teleseismic P Wave Residuals; Journal of Geophysical Research, 82, No. 36, 5671 - 5682, 1977

- Elliot D.H.: Tectonics of Antarctica: A Review; American Journal of Science, 275-A, 45 - 106, 1975
- Evison F.F., Ingham C.E., Orr R.H., Le Fort J.H.: Thickness of the Earth's Crust in Antarctica and the surrounding Oceans; Geophys. J. R. astr. Soc., 3, No. 3, 289 - 306, 1960
- Falconer R.K.H., Falconer R.F.: Seismicity, Fracture Zones, and Poles of Rotation of the Pacific-Antarctic and Indian-Antarctic Plate Boundaries; in Craddock C. (ed.): Antarctic Geoscience, 55 - 64, The University of Wisconsin Press, Madison, 1982
- Fedorov L.V., Grikurov G.E., Kurinin R.G., Masalov V.N.: Crustal Structure of the Lambert Glacier Area from Geophysical Data; in Craddock C. (ed.): Antarctic Geoscience, 931 - 936, The University Press Of Wisconsin, Madison, 1982
- Forsyth D.W.: Fault Plane Solutions and Tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea; Journal of Geophysical Research, 80, No. 11, 1429 - 1442, 1975
- Gonzalez-Ferran O.: The Seal Nunataks: An active volcanic group on the Larsen Ice Shelf, West Antarctica; in Oliver R.L., James P.R., Jago J.B. (ed.): Antarctic Earth Science, 334 - 337, Australian Academy of Science, Canberra, 1983
- Groushinsky N.P., Sazhina N.B.: Some Features of Antarctic Crustal Structure; in Craddock C. (ed.): Antarctic Geoscience, 907 - 911, The University Press of Wisconsin, Madison, 1982
- Gube-Lenhardt M.: The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984; Berichte zur Polarforschung, 38, Bremerhaven, 1987
- Hales A.L., Cleary, J.R., Roberts, J.L.: Velocity Distribution in the Lower Mantle; Bull. Seismol. Soc. Amer., 58, 1975 - 1989, 1968
- Herrin E.: Introduction to the "1968 Seismological Tables for P Phases", Bull. Seismol. Soc. Amer., 58, No. 4, 1193 - 1241, 1968
- Herrmann R.B.: Fasthypo - A Hypocenter Location Program; Earthquake Notes, 50, No. 2, 25 - 37, 1979

- Hinz K., Kristoffersen Y.: Antarctica / Recent Advances in the Understanding of the Continental Shelf; Geologisches Jahrbuch Reihe E, 37, Hannover, 1987
- Hobbs P.V.: Ice Physics; Clarendon Press, Oxford, 1974
- Holdsworth G.: Some Mechanisms for the Calving of Icebergs; in Hussein A.A. (ed.): Iceberg Utilization, 160 - 175, Pergamon Press, New York, 1977
- Hoyer M.: Auswertung glaziologisch-geophysikalischer Messungen auf dem Ekström-Schelfeis; Diplomarbeit, Münster, 1983
- Ikami A., Ito K., Shibuya K., Kaminuma K.: Crustal Structure of the Mizuho Plateau, Antarctica Revealed by Explosion Seismic Experiments; in Oliver R.L., James P.R., Jago J.B. (ed.): Antarctic Earth Science, 509 - 513, Australian Academy of Science, Canberra, 1983
- ISC Regional Catalogue of Earthquakes for 1984, July - December, ISC Vol. 21, No. 2, International Seismological Centre, Newbury, U.K., 1987
- Ivanov V.L.: Sedimentary Basins of Antarctica and their Preliminary Structural and Morphological Classification; in Oliver R.L., James P.R., Jago J.B. (ed.): Antarctic Earth Science, 539 - 541, Australian Academy of Science, Canberra, 1983
- JARE Data Reports, Seismological Bulletin of Syowa Station, Antarctica; No. 92, 1984, No. 106, 1985, No. 115, 1986, National Institute of Polar Research, Tokyo
- Jeffreys H., Bullen K.E.: Seismological Tables; Office of the British Association for the Advancement of Science, Gray Milne Trust, London, 1967
- Jeffreys H.: The Times of P, S and SKS and the Velocities of P and S (1939); in: Collected Papers of Sir H. Jeffreys on Geophysics and other Sciences, Observational Seismology 2, 409 - 457, Gordon and Breach Science Publishers, London, 1973
- Johnston A.C.: Suppression of Earthquakes by Large Continental Ice Sheets; Nature, 330, 467 - 469, 1987
- Jordan T.H.: Lithospheric Slab Penetration into the Lower Mantle beneath the Sea of Okhotsk; Journal of Geophysics, 43, 473 - 496, 1977

- Kadmina I.N., Kurinin R.G., Masolov V.N., Grikurov G.E.: Antarctic Crustal Structure From Geophysical Evidence: A Review; in Oliver R.L., James P.R., Jago J.B. (ed.): Antarctic Earth Science, 498-502, Australian Academy of Science, Canberra, 1983
- Kaminuma K.: Seismicity in Antarctica; in Craddock C. (ed.): Antarctic Geoscience, 919 - 923, The University of Wisconsin Press, Madison, 1982
- Kasahara K.: *Earthquake Mechanics*; Cambridge University Press, Cambridge, 1981
- Knopoff L.: Earth tides as a Triggering Mechanism for Earthquakes; Bull. Seism. Soc. Amer., 54, No. 6, 1865 - 1870, 1964
- Knopoff L., Vane G.: Age of East Antarctica from Surface Wave Dispersion; Pure and appl. Geophys., 117, 806 - 816, 1978
- Kobarg W., Lippmann E.: Gezeitenmessungen auf dem Ekström-Schelfeis, Antarktis; Polarforschung, 56, No. 1/2, 1 - 20, 1986
- Kogan A.L.: Results of Deep Seismic Sounding of the Earth's Crust in East Antarctica; in Adie R.J. (ed.): Antarctic Geology and Geophysics, 485 - 489, Universitetsforlaget, Oslo, 1972
- La Breque J.L.: South Atlantic Ocean and Adjacent Antarctic Continental Margin - Atlas 13; Marine Science International, Woods Hole, 1986
- Lingle C.S., Hughes T.J., Kollmeyer R.C.: Tidal Flexure of Jakobshavns Glacier, West Greenland; Journal of Geophysical Research, 86, No. B5, 3960 - 3968, 1981
- Lippmann E.: Umwandlung eines elektrodynamischen Seismometers in einen Beschleunigungs-Aufnehmer und Entwicklung eines Filters zur Simulation eines niederfrequenten Seismometers, Diplomarbeit, Universität München, 1982
- Liu H.W., Miller K.J.: Fracture Toughness of Fresh-Water Ice; Journal of Glaciology, 22, No. 86, 135 - 143, 1979

- Lutjeharms J.R.E., Stavropoulos C.C., Koltermann K.P.: Tidal Measurements along the Antarctic Coastline; in Jacobs S.S. (ed.): Oceanology of the Antarctic Continental Shelf, 273 - 289, Antarctic Research Series, 43, American Geophysical Union, Washington D.C., 1985
- McMechan G.A.: Mantle P-Wave Velocity Structure beneath Antarctica; Bull. Seismol. Soc. Amer., 71, No. 4, 1061 - 1074, 1981
- Miller H.: Physikalische Eigenschaften von Eis; in Landolt-Börnstein, 482 - 507, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1982
- Miller H., Eckstaller A., Brodscholl A., Wallner K.: Sommerkampagne 1982/1983 Gruppe Geophysik; Berichte zu Polarforschung, 13, 67 - 0, Bremerhaven, 1983
- Neunhöfer H., Frischbutter A., Güth D.: Contribution to Rayleigh Wave Dispersion in Antarctica and Comparison to Eastern Europe; Gerlands Beiträge zur Geophysik, 92, 428 - 434, 1983
- Nuttli O.W., Bolt A.B.: P Wave Residuals as a Function of Azimuth; Journal of Geophysical Research, 74, No. 27, 6594 - 6602, 1969
- Osten v.d. H.: Eisbeben am Schlattenkees Großvenediger, Hohe Tauern; Diplomarbeit, Institut für allg. und angew. Geophysik, München, 1984
- Prasad G., Bock G.: P-Wave Travel-Times from the Tonga Subduction Zone to Stations on the Oceanic Side of the Tonga-Kermadec Trench; Geophysical Research Letters, 14, No. 1, 9 - 12, 1987
- Press F., Ewing M.: Propagation of Elastic Waves in a Floating Ice Sheet; Trans. American Geophysical Union, 32, No. 5, 673 - 678, 1951
- Ritzwoller M.H., Bentley C.R.: Magnetic Anomalies Over Antarctica Measured From Magsat; in Oliver R.L., James P.R., Jago J.B. (ed.): Antarctic Earth Science, 504 - 507, Australian Academy of Science, Canberra, 1983

- Scherbaum F., Stoll B.: Source Parameters and Scaling Laws of the Swabian Jura (Southwest Germany) Aftershocks; Bull. Seismol. Soc. Amer., 73, 1321 - 1343, 1983
- Scholz C.H., Koczyński T.A.: Dilatancy Anisotropy and the Response of Rock to Large Cyclic Loads; Journal of Geophysical Research, 84, No. B10, 5525 - 5534, 1979
- Sleep N.H.: Teleseismic P-Wave Transmission through Slabs; Bull. Seism. Soc. Amer., 63, No. 4, 1349 - 1373, 1973
- Stäblein G.: Historische Aspekte der deutschen geowissenschaftlichen Polarforschung; Polarforschung 51(2), 219 - 225, 1981
- Swathinbank C.: The Morphology of the Ice Shelves of Western Dronning Maud Land; in: Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949 - 52, Scientific Results, Vol. III, Glaciology I, pp 21, Oslo, 1957
- Tani M., Kawasaki I.: Why is Seismic Activity Low in Antarctica?; Antarctic Record, No. 83, 29 - 36, National Institute of Polar Research, Tokyo, 1984
- Tarney J., Saunders A.D., Weaver S.D.: Geochemistry of Volcanic Rocks from the Island Arcs and Marginal Basins of the Scotia Arc Region; in Talwani M., Pitman W.C. (ed.): Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, 367 - 377, American Geophysical Union, Washington D.C., 1981
- Williams R.T., Robinson E.S.: Ocean Tide and Waves beneath the Ross Ice Shelf, Antarctica; Nature, 203, 443 - 445, 1979
- Wolmarans L.G., Kent L.E.: Geological Investigations in Western Antarctica - a Synthesis; South African Journal of Antarctic Research, Suppl. 2, 1982
- Zink G.: Anomale ganz- und halbtägige Gezeiten am Südpol; Diplomarbeit, Geophysikalisches Institut, Universität Karlsruhe, 1984
- Zurmühl R.: Praktische Mathematik; Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1965

DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit wurde zu Teilen am Institut für allgemeine und angewandte Geophysik der Universität München und am Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven angefertigt. Allen Mitarbeitern beider Institute, insbesondere meines "Heimat-Institutes" in München, die zum Gelingen dieser Arbeit in vielerlei Hinsicht beigetragen haben, möchte ich ganz herzlich danken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. H. Miller, ohne dessen stetige Förderung und Unterstützung diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre. Ihm habe ich zu verdanken, daß ich das Glück hatte, in der Polarforschung tätig zu werden und die Gelegenheit bekam, an der Georg-von-Neumayer Station das geophysikalische Observatorium aufbauen zu können. Für seine Diskussions- und Hilfsbereitschaft bei vielen Fragen und Problemen möchte ich mich ganz herzlich bedanken.

Auch Prof. Dr. H. Soffel bin ich zu großem Dank verpflichtet. Er ermöglichte es, daß ich alle Instituts-Einrichtungen und Arbeitshilfen, vom Arbeitsplatz bis zur Rechenerlaubnis am Leibnitz-Rechenzentrum, uneingeschränkt nutzen konnte. Mein Dank gilt auch dafür, daß er sich für auftauchende Probleme jeglicher Art stets offen und hilfsbereit zeigte. Nicht zuletzt möchte ich mich auch für die Durchsicht des Manuskripts bedanken.

Herrn Prof. Dr. G. Angenheister schulde ich großen Dank für seine kritischen Anmerkungen zu dieser Arbeit und den steten Ratschlag, die Dinge nicht unnötig zu komplizieren und dabei trotzdem scheinbar logische Zusammenhänge nicht a priori als gesichert oder selbstverständlich anzuerkennen.

Den Herren Dr. H. Gebrande und Dr. E. Schmedes möchte ich für deren stete Diskussions-Bereitschaft bedanken. Ihre fachkundigen Anmerkungen und Ratschläge und deren große Geduld bei der Erörterung zahlreicher Fragen haben einen wesentlichen Anteil am Entstehen dieser Arbeit.

Ein ebenso großer Anteil daran, daß diese Arbeit überhaupt entstehen und abgeschlossen werden konnte, liegt in der freundschaftlichen und kollegialen Atmosphäre, die das Münchner Institut auszeichnet und die nicht nur auf das Institut beschränkt bleibt. Dafür möchte ich allen Mitarbeitern und Freunden im Institut danken, insbesondere Dr. P. Neurieder,

Dipl. Geophys. M. Antonini, Dipl. Geophys. T. Schmidt, Dipl. Geophys. M. Bopp, Dipl. Geophys. E. Lippmann und meinen früheren Kommilitonen Dipl. Geophys. K. Krammer und Dr. W. Lüders.

Den Herren Dr. A. Brodscholl und Dipl. Geophys. W. Kobarg danke ich für die großzügige Überlassung und Bereitstellung der während ihrer Überwinterung gewonnenen seismischen Registrierungen, bzw. Gezeiten-Daten, ohne die die hier untersuchten Fragestellungen nur unvollständig zu bearbeiten gewesen wären.

Für die vielen freundschaftlichen Ratschläge, welche geophysikalischen Fragestellungen mit dem an der Georg-von-Neumayer Station gewonnenen Datenmaterial angegangen werden können, seinen engagierten Einsatz bei der Planung des Observatoriums, sowie seine fachkundige Unterstützung bei der Analyse von Gezeiten-Registrierungen auf dem Filchner-Schelfeis möchte ich Herrn Dr. W. Zürn vom Gemeinschafts-Observatorium in Schiltach danken.

Bei Herrn H. Otto vom Observatorium Schiltach möchte ich mich ebenfalls für seine tatkräftige Hilfe und seinen Einsatz beim Observatorium-Aufbau während der Sommer-Kampagne 1981/82 bedanken.

Einen ganz besonderen Dank schulde ich Herrn C. Drücker und meinem Mit-Überwinterer Dipl. Met. J. Kipfstuhl dafür, daß ich während der Zeit in Bremerhaven bei ihnen wohnen konnte. Diese "logistische Unterstützung an der Basis" trug mit entscheidend dazu bei, daß diese Arbeit abgeschlossen werden konnte. Vielen Dank dafür!

Nicht zuletzt auch ein großer Dank an alle meine "nicht-geophysikalischen" Freunde in München, die mich während der Zeit in Bremerhaven nie vergessen haben und so ebenfalls einen nicht unbedeutenden Anteil am Gelingen dieser Arbeit haben. Insbesondere möchte ich an dieser Stelle Frau B. Huber und Herrn H. Schmid danken.

Für die mannigfaltige Hilfe, die mir von vielen anderen Personen zuteil wurde und die nicht namentlich erwähnt sind, möchte ich auf diesem Wege ebenfalls noch ein herzliches Dankeschön sagen.

Dafür, daß ich neben der Antarktis auch einmal die kanadische Arktis entdecken durfte, möchte ich mich zuletzt noch bei Herrn Dr. J. Pohl bedanken, der mich zu gravimetrischen Messungen im Haughton Dome Impakt-Krater mitnahm.

LEBENS LAUF

Name: Alfons Eckstaller

Geburtsdatum: 15. Juli 1955

Geburtsort: Endorf / Oberbayern

Eltern: Alfons und Maria Eckstaller, geb. Stärkl

Schulausbildung: 1961 - 1965 Vol'sschule in Mühldorf am Inn
 1965 - 1973 Ruperti-Gymnasium in Mühldorf am Inn
 Mai 1973 Abitur

Wehrdienst: 1974 - 1975

Studium:

1973 - 1974 Studium der Physik an der Ludwig Maximilians Universität in München

1975 - 1980 Studium der Geophysik an der Ludwig Maximilians Universität in München

Nov. 1976 Diplom-Vorprüfung

Mai 1979 Diplom-Hauptprüfung

Mai 1979 - März 1980 Diplomarbeit: "Schock-Magnetisierungs-Versuche an großen Eisen-Mehrbereichs-Teilchen und ihre Bedeutung für Paläointensitäts-Bestimmungen an Mondproben"

wissensch. Tätigkeiten:

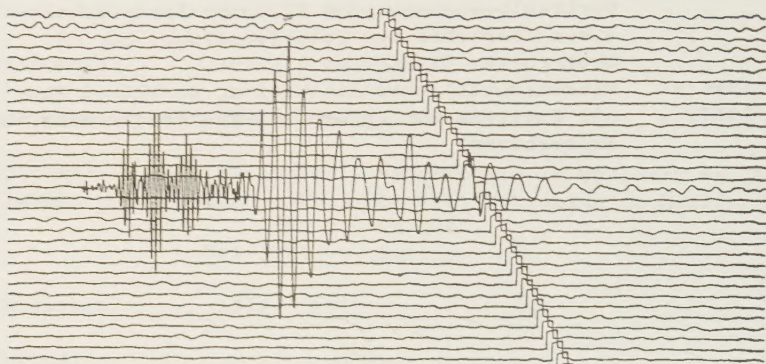
1980 verschiedene Tätigkeiten als wissensch. Hilfskraft am Inst. für allgem. und angew. Geophysik der Universität München

Jan. 1981 - Aug. 1981 wissensch. Mitarbeiter am oben genannten Institut. Aufgabe: Entwicklung und Austestung eines Programm-Paketes zur Regularisierung von Aeromagnetik-Daten und Anfertigung von Isolinien-Karten

Sept. 1981 - Aug. 1983 wissensch. Mitarbeiter am Alfred Wegener Institut für Polarforschung in Bremerhaven. Überwinterung an der Georg-von-Neumayer Station von Dez. 1981 - März 1983 mit der Aufgabe, das geophysikalische Observatorium aufzubauen.

Sept. 1983 - wissenschaft. Mitarbeiter am Inst. für allgem. und
 Juni 1986 angew. der Universität München.
 Teilnahme an der Antarktis-Expedition ANT II/IV
 1983/84 zum Filchner-Ronne Schelfeis und Durch-
 führung und Auswertung von Gezeiten-Registrie-
 rungen zur Untersuchung der gezeiteninduzierten
 Vertikalbewegungen des Filchner-Ronne Schelf-
 eises (Berichte zur Polarforschung, No. 19,
 Bremerhaven, 1984)

Juli 1986 - wissenschaftlicher Mitarbeiter am Alfred Wege-
 Dez. 1987 ner Institut für Polar- und Meeresforschung in
 Bremerhaven



MODERN SEISMIC ART

oder

die faszinierende Ästhetik einer Eisbeben-Registrierung

